

R E S U M E E T C O N C L U S I O N S

de la

T H E S E

présentée à

l'UNIVERSITÉ DE NANCY I

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

par

YVES CHAMPETIER

LE PREBETIQUE ET L'IBERIQUE COTIERS

DANS LE SUD DE LA PROVINCE DE VALENCE

ET LE NORD DE LA PROVINCE D'ALICANTE (ESPAGNE)

Soutenue publiquement le 21 Décembre 1972



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551928_0005

RESUME ET CONCLUSIONS

de la

THESE

présentée à

l'UNIVERSITE DE NANCY I

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

par

YVES CHAMPETIER

LE PREBETIQUE ET L'IBERIQUE COTIERS

DANS LE SUD DE LA PROVINCE DE VALENCE

ET LE NORD DE LA PROVINCE D'ALICANTE (ESPAGNE)

Soutenue publiquement le 21 Décembre 1972

REVUE ET CORRIGÉ

de la

THESE

présentée

L'UNIVERSITE DE BRUXELLES

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR EN SCIENCES NATURELLES

par

YVES CHAMPTIER



LES MEMBRES DE L'UNION SCIENTIFIQUE

ONT LAIT LA PROVINCE DE VALAIS

ET LE LAC DE LA PROVINCE D'ALLANDE (ESPAGNE)

Données publiées le 21 Mars 1912

Mémoire publié à Bruxelles de la Société
Mémoire n° 24, 170 pages, 35 figures,
1 tableau, 3 planches hors-texte.

N° d'inscription au G.R.B. A.O. 632

INTRODUCTION GENERALE

A - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée couvre environ 1500 km² et s'étend sur le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante. Située sur le littoral méditerranéen, face aux îles Baléares, elle est limitée au Nord par le cours du Rio Jucar, à l'Ouest par les villes d'Alcira, de Jativa et de Cocentaina au Sud par les Sierras d'Almudaina, de Alfaro et le cours du Rio Girona. Ce secteur d'étude est couvert par les feuilles topographiques au 50 000e d'Alcira, de Levesa, de Jativa, de Gandia, d'Alcoy et de Benisa.

B - RAPPEL SUR LA STRUCTURE DES CHAINES IBERIQUE ET BETIQUE : POSITION DU SECTEUR PAR RAPPORT A CES DEUX CHAINES

La chaîne ibérique (ou celtibérique) de direction NW-SE comprend trois parties. Une branche occidentale ou castillane est séparée d'une branche orientale ou aragonaise, par une dépression tertiaire (bassin de Tereul). Pour P. Fallot, le paroxysme tectonique se situait au Stampien. Selon A. Brinkmann, il s'agissait d'une phase post-oligocène - anté-burdigalienne. Actuellement O. Riba et J.M. Rios situent la phase principale de plissement à la fin du Crétacé avec continuation jusqu'au Miocène.

La chaîne bétique d'âge alpin et d'orientation SW-NE, achevée pendant le Miocène supérieur, se divise en deux domaines, l'un interne, l'autre externe, chacun d'eux se subdivisant en zones.

1 - Domaine externe

a - Autochtone. Sur les terrains primaires plissés (plis hercyniens) et pénéplanés de la Meseta ibérique, reposent des terrains mésozoïques et cénozoïques à faciès néritiques ou continentaux. Cette couverture autochtone de la Meseta constitue le Prébétique qui affleure du Haut-Guadalquivir aux Baléares.

b - Allochtone. La nappe subbétique constituée de terrains allant du Lias au Miocène inférieur repose sur le Prébétique par l'intermédiaire d'une semelle de Trias marno-gypseux. Bien qu'il s'agisse d'un charriage de grande amplitude, le passage entre série autochtone et série allochtone est très rapide comme en témoigne la présence de séries à faciès intermédiaires coincées dans le front de chevauchement.

2 - Domaine interne

a - Névado-Filabrides. Autochtone relatif formé de schistes métamorphiques d'âge inconnu et surmontés par une couverture nommée "Mischungzone" contenant du Trias de type alpin.

b - Alpujarrides. Composées de plusieurs nappes de charriage recouvrant les Névado-Filabrides, elles comprennent du matériel cristallophyllien et du Trias épimétamorphique de type alpin.

c - Malaguides (nappes de Malaga). Reposant sur les Alpujarrides, c'est la plus élevée des zones internes. Cette nappe est constituée de terrains primaires non métamorphiques ainsi que d'une couverture mésozoïque à Trias de type "germanique".

STRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE

I - TRIAS

Dans la zone étudiée, le Trias est toujours en position anormale et il est impossible d'en faire une étude stratigraphique. Les affleurements montrent deux types de roches : 1/des marnes rouges ou bariolées gypsifères ; 2/des calcaires sombres recristallisés.

Les marnes rouges ou bariolées renferment du gypse se présentant en concrétions ou en grandes plaques fibreuses, grises, noires, rouges ou blanchâtres. Au sein de ces marnes gypsifères de faciès germanique, on récolte en très grande quantité des quartz bipyramidés "Hyacinthe de Compostelle".

Les niveaux calcaires ont été étudiés par B. Darder Pericas qui cite, en de rares endroits, la présence de fossiles en très mauvais état de conservation : Lin-gula tenuisima, Placunopsis teruelensis Wurm., Natica gregaria, Myophoria intermedia Schaur., Gervillia costata ? Schaur., Pseudocorbula gregaria ? Phillipi, Mentzolia mentzeli ? Dunker.

Ceci permet à cet auteur d'attribuer ces calcaires sans nul doute possible au Muschelkalk. Ces faunes n'ont pas été retrouvées par les auteurs de la carte géologique d'Espagne, ni par moi-même. En de rares endroits (Alfahuir, feuille de Jativa ; Barranco Yeseres à l'Ouest d'Oлива, feuille de Gandia), des affleurements de calcaires noirs ou verdâtres en petits bancs peuvent être rapportés au Muschelkalk par comparaison avec d'autres régions ou d'après les travaux de B. Darder Pericas. Il ne s'agit que de blocs ou mégablocs remontés par diapirisme ou coincés dans des contacts anormaux.

Le Trias dans la région parcourue a toujours en effet une position tectonique et aucun affleurement ne permet actuellement d'observer le passage stratigraphique des marnes gypsifères du Trias à la série liasique. Malgré cela, certains auteurs ont essayé de faire une description stratigraphique des niveaux du Trias, particulièrement en pensant que les marnes du Buntsandstein se différencient de celles du Keuper par l'absence des quartz "Hyacinthe de Compostelle". D'autres, plus prudents, devant l'aspect chaotique des affleurements, s'arrêtèrent aux dénominations de Trias à faciès Keuper et de calcaires à faciès Muschelkalk. Cette attitude adoptée par J.M. Rios et al. pour la notice de la feuille de Bonisa me paraît raisonnable.

II - LIAS

A - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Il n'a jamais pu être observé de contact stratigraphique entre le terme A et les marnes du Trias. Classiquement, en Espagne, la série liasique commence par un puissant complexe de dolomies portant le nom de "carniolas". Dépourvu de fossile, sa datation n'a jamais trouvé de véritable solution. Dans les Pyrénées, la découverte en son sein par H. Ashauer de Rhaetavicula contorta montre qu'il peut impliquer le Rhétien (rattaché au Trias par les derniers colloques internationaux). La limite supérieure, hétérochrone, de ce lithofaciès se situe toujours sous les couches à Labyrinthina recoarensis et Haurania deserta bien visibles dans la zone d'étude. Il est donc possible d'assigner au terme A un âge Rhétien à Pliensbachien inférieur.

Les calcaires inférieurs (terme B) livrent pour la première fois une association microfaunique qui, dans l'état actuel de nos connaissances, caractérise le Pliensbachien (L. Hottinger, 1967), étant entendu que les genres Lituosenta Cati et Labyrinthia Weynschenk sont synonymes (E. Fourcade et M. Neumann, 1966).

L'encadrement paléontologique du terme C montre qu'il s'agit toujours de Pliensbachien jusqu'à la base du terme C qui représente le passage au Toarcien, le sommet étant toarcien. Sur les coupes étudiées, une meilleure compréhension pourra se faire lorsque les spécialistes seront d'accord sur la signification biostratigraphique des faunes au passage Domérien - Toarcien. Il conviendra dès lors, dans ces séries peu fossilifères, de garder l'opinion adoptée ici ou de décaler (de moins de 10 m) la limite Pliensbachien - Toarcien.

Les calcaires supérieurs (terme D) sont certainement toarciens à leur base et peut-être en partie du Jurassique moyen vers leur sommet.

B - CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Après la période lagunaire du Trias, le Lias inférieur correspond à une période transgressive d'amplitude modérée. Les conditions de milieu furent essentiellement néritiques avec une sédimentation calme (micrite à laminae) ne subissant pas d'influence continentale (absence de quartz et de minéraux lourds). A l'inverse, au Pliensbachien, l'intercalation des calcaires à "cailloux noirs" avec des faciès à Labyrinthia et Haurania montre des dépôts plus instables (littoraux à laguno-lacustres). Nous faisons l'hypothèse que les "cailloux noirs" auraient pour origine la floculation et la dispersion d'apports riches en matières organiques, au contact des eaux lacustres avec les eaux marines. Que ce soit dans le Jura ("brèche nougat" du Purbeckien) ou en Espagne (Pliensbachien ou "Waldien") ce faciès a toujours été rencontré dans des conditions régressives, associé à des niveaux à Ostracodes, Characées et pelotes fécales. De même, plus à l'Ouest, au Madrono (province d'Albacete), E. Fourcade (1970) a trouvé du gypse dans ce faciès (1). Durant le Pliensbachien, le milieu marin côtier se maintient, avec parfois de brefs épisodes lagunaires et se termine par l'installation d'un biotope à Brachiopodes subissant l'influence du large (apports sporadiques de coquilles flottées d'Ammonites). L'installation ou le développement de biotopes à Brachiopodes aux environs du passage Domérien - Toarcien se remarque souvent en Espagne (Andalousie : G. Dubar et Y. Pyre, 1960 ; province de Teruel : H. Behmel et O.F. Geyer, 1966 ; province de Lerida : P.F. Bulard et J.H. Delance, 1968). Dans les coupes étudiées, les Brachiopodes disparaissent avec le changement de sédimentation donnant les calcaires supérieurs (terme D). Les conditions de dépôt restent alors néritiques.

Ainsi, les dépôts du Lias témoignent d'un domaine littoral peu profond, cédant parfois la place durant le Pliensbachien à un domaine côtier ou laguno-lacustre. La Méditerranée jurassique a du mal à gagner du terrain sur la Meseta.

III - DOGGER

A - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Comme il a été écrit au chapitre précédent, aucune faune ne permet de préciser la limite inférieure du Jurassique moyen. Il y a passage continu des calcaires supérieurs du Lias aux dolomies citées dans le présent chapitre. Le toit de la masse

(1) - Du gypse a aussi été découvert par sondage à Jaraco, dans le secteur d'étude (renseignement oral de l'E.N.P.A.S.A.).

dolomitique étant marqué par des faciès oolithiques à fossiles du Callovien inférieur, il est logique d'attribuer un âge Bajocien - Bathonien à la masse dolomitique, tout en restant prudent en ce qui concerne la limite inférieure. Les faciès oolithiques, selon J. Geister et O.F. Geyer (1968), représentent tout le Callovien à la Montaneta Pepita.

B - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

Le fait majeur est sans conteste l'observation d'une série dolomitique azoïque importante s'achevant par un horizon oolithique. La dernière revue synthétique concernant la formation des dépôts dolomitiques (A. Michard, 1969) montre les nombreux types de dolomitisation possibles (formation de croûtes dolomitiques, dolomitisation récifale, resédimentation, etc...). Dans la série qui nous occupe, le fait que l'on ne trouve pas les restes d'organismes benthiques peut être dû à deux causes : - Destruction des restes organiques par l'ampleur et la durée du phénomène de dolomitisation ; - Absence ou rareté du benthos par suite de conditions de milieu défavorables.

La découverte par sondage, à Jaraco de gypse au sein des dolomies (renseignements E.N.P.A.S.A.) ainsi que la présence au Llano del Pueblo d'un horizon à Characées et petits Crustacés fait penser à la deuxième solution. Le milieu paraît être lagunaire, la dolomitisation se faisant suivant le schéma décrit par Daffeyes et al. (1965) pour les Antilles néerlandaises.

La source de magnésium est l'eau de mer qui, passant au travers du cordon littoral (par un chenal, filtration ou submersion), rejoint des zones lagunaires impropres à la vie ou n'admettant que des organismes fragiles facilement détruit par la dolomitisation. Dans ces piéges supralittoraux, des précipitations de gypse et d'aragonite élèvent le rapport Mg/Ca constituant ainsi des saumures magnésiennes. Ces saumures, par infiltration, accomplissent par substitution leur action dolomitisante sur les étages supralittoraux et médiolittoraux et se propagent même jusque dans l'étage infralittoral.

Aux couches dolomitiques succède le niveau oolithique. L. Bubnick (1970), à propos du bassin ferrifère aalénien de Lorraine, retrace le paysage de la sédimentation oolithique. Il s'agit d'aires très plates soumises à l'influence des marées. Les eaux fluviales aboutissent à ces étendues par des chenaux. Dans ces exutoires, les eaux marines et fluviales s'affrontent, créant ainsi de violents courants liés au rythme des marées. Hors des chenaux, les zones sous l'influence des marées sont des étendues plates, marécageuses, où les sédiments sont soumis à un mouvement de va-et-vient. Les courants fluviaux apportent le fer qui s'accrétionne en oolithes ferrifères, les courants de marée éliminant les éléments fins et triant les oolithes en cours de formation. Les oolithes simples et complètes se forment dans les zones de courants violents, les autres, dans les zones agitées du rivage.

Le Callovien nous présente bien ce type de sédimentation agitée d'un étage médiolittoral très développé :

1 - Les oolithes ferrugineuses témoignent des apports fluviaux. La structure complexe de ces oolithes ainsi que la nature de leur noyau montrent qu'elles se sont formées par accrétionnement autour de débris organiques ayant eux-mêmes subi une forte usure mécanique.

2 - Les Ammonites de tout un étage, sédimentées en moins d'un mètre (J. Geister et O.F. Geyer, 1968), démontrent les apports du large dus aux courants de marées et le très faible taux de sédimentation sur un étage médiolittoral de grande étendue. La nature sparitique du ciment liant les oolithes montre le caractère d'agitation du milieu, l'absence de benthos excluant l'étage infralittoral.

3 - La discontinuité des affleurements et leur aspect ravinant, ainsi que le bon classement granulométrique des oolithes, tend à montrer l'irrégularité des dépôts ainsi que l'allochtonie des oolithes.

La paléogéographie du Dogger indique que le paysage n'a guère changé par rapport au Lias. Les sédiments témoignent d'une zone très étendue, à la marge du continent, ayant une vocation incertaine, oscillant de l'étage supralittoral à l'étage médiolittoral. La transgression avortée du Lias perd du terrain, il faudra attendre l'Oxfordien moyen pour que le paysage plat et instable, hérité du Dogger, se modifie.

IV - MALM

A - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Bien que le contact Jurassique moyen - Jurassique supérieur ne soit que rarement visible dans notre secteur d'étude, le premier fait marquant est la constatation d'une discontinuité stratigraphique entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien moyen, les couches à Ammonites de la zone à Arisphinctes plicatilis se trouvant au contact du Callovien ou de la dolomie qui lui est sous-jacente. Ce hiatus stratigraphique, longtemps ignoré, commence maintenant à être largement connu dans les chaînes bétiques (travaux de P. Fallot ; J. Azéma et al., 1970 ; Y. Champetier, 1970 ; E. Fourcade, 1970), dans le domaine ibérique (P.F. Bulard, 1970) et au Portugal (M.M. Ramalho, 1970).

- Terme A (marno-calcaires à interlits tendres).

Visible au Nord, l'anticlinal de Favareta, et au Sud, dans la Sierra Fontanells, il est bien daté de l'Oxfordien moyen par des Périssphinctidés se répartissant de la zone à plicatilis jusqu'à la partie supérieure de la zone à transversarium (sous-zone à bifurcatus).

- Terme B (marno-calcaires à interlits de calcaire en plaquettes).

Il ne livre de fossiles qu'au Sud dans la Sierra Fontanells et au Nord dans l'anticlinal de Favareta. A la base et au milieu du terme, les fossiles rencontrés caractérisent la zone à bimammatum (= zone à planula), soit l'Oxfordien supérieur défini par Arkell. Du Nord au Sud, le sommet du terme se différencie. Au Nord, immédiatement après les Ammonites de l'Oxfordien supérieur, apparaissent les premiers Ataxioceras caractéristiques du Kimméridgien inférieur (zone à hypselocyclus) (Anticlinal de Favareta et Vall de Aguas Vivas). Au Sud, dans la Sierra Fontanells et les gorges du Rio Serpis, l'Oxfordien supérieur montre des faciès à Brachiopodes, et le Kimméridgien inférieur des dolomies. De la même façon, ce passage des marno-calcaires du terme B à des dolomies se présente bien à l'extrême Nord, dans la Montagne de Cullera, ainsi qu'à l'extrême Sud dans la Sierra Segaria. Dans son ensemble, le terme B caractérise l'Oxfordien supérieur et la base du Kimméridgien inférieur, la limite entre les deux étages n'étant pas facilement cartographiable, les lithofaciès étant hétérochrones.

- Terme C (marnes)

Quoique présentant autour du massif de Corbera une épaisseur assez remarquable (70 m environ), ce terme n'a qu'une extension assez restreinte du Nord au Sud. Il disparaît en effet à la Montagne de Cullera, ainsi que dans les gorges du Rio Serpis et à la Sierra Fontanells. Sa présence sur le versant nord de la Sierra de la Cuta est discutable. Les faunes récoltées montrent que ce terme appartient au Kimméridgien inférieur.

- Terme D (calcaires).

Ce terme représente des calcaires dont la nature évolue sensiblement du Nord au Sud. Oncolithiques et oolithiques ou biodétritiques au Nord (anticlinal de Favareta), ils passent à des calcaires graveleux, plus rarement pisolithiques au niveau du Vall de Agues Vivas, et aboutissent à des calcaires cryptocristallins ou graveleux dans la Sierra Fontanells et dans les gorges du Rio Serpis. L'association Pseudocyclammina (Alveosepta) jaccardi (Schrodt.), Labyrinthina mirabilis Weynsch., Kurnubia sp. et Cladocoropsis mirabilis Felix date ces calcaires du Kimméridgien, Alveosepta jaccardi indiquant plus précisément le Kimméridgien moyen (E. Fourcade, 1970, p. 15). Ce terme est souvent affecté par des dolomitisations, surtout à la base et au sommet. Par sa nature oncolithique, la dolomie du sommet, est, sur le terrain, un excellent repère lithostratigraphique pour la partie nord du secteur étudié.

- Terme E (calcaires).

Le terme E ne dépasse pas, vers le Nord, l'anticlinal de Jaraco. Sa caractéristique essentielle est d'être très riche en débris végétaux : Clypeina jurassica Favre, Pionella gradii Rad., Pionella annulata (Car.), Pionella sp., Corymbia sp., Actinoporella sp., Boussia sp., Acicularia sp. Au Nord (Jaraco, Ador, Cuta) s'ajoutent un grand nombre de débris de Charophytes. Le terme E à caractère régressif, bien net au Nord, devient de plus en plus indéterminé vers le Sud. Il est difficile à séparer du terme D dans la Sierra Fontanells, ainsi que du terme suivant (F) dans les gorges du Rio Serpis et à la Sierra Mariola. Les organismes rencontrés sont au minimum communs au Kimméridgien et au Portlandien. Nous attribuons cependant au terme E un âge Kimméridgien supérieur. En effet, plus à l'Ouest, dans des secteurs riches en Foraminifères, E. Fourcade (1970, pp. 14-18) propose la biozonation suivante pour le Kimméridgien moyen et supérieur du Sud-Est de l'Espagne :

Zone à Anchispirocyclina lusitanica.....Portlandien

Zone à Everticyclammina virguliana.....Kimméridgien supérieur

Zone à Alveosepta jaccardi.....Kimméridgien moyen

Le terme E qui est encadré par le terme D à Alveosepta jaccardi et le terme F à Anchispirocyclina lusitanica correspond "grosso modo" à la zone à Everticyclammina virguliana de E. Fourcade, soit au Kimméridgien supérieur. Régionalement, cette attribution restreinte au Kimméridgien supérieur de la zone à E. virguliana, par E. Fourcade repose sur le fait que l'on y trouve des Ostracodes du Kimméridgien supérieur. Selon ce même auteur, les rapports entre les zones à E. virguliana et A. lusitanica ne sont pas très clairs. En effet, au Maroc, les E. virguliana coexistent avec A. lusitanica (L. Hottinger, 1967), laquelle est connue en Aquitaine (E. Fourcade, 1963) et au Portugal (Rangelho, 1970) au-dessus des couches à Gravosia, soit dans le Portlandien. Il n'est donc pas impossible, comme nous l'avons déjà signalé (Y. Champetier, 1970), que la base du Portlandien soit impliquée dans le terme E, dont le biofaciès se prête mal à une étude stratigraphique précise. Pour cette raison, il a été placé deux limites inférieures possibles pour la lacune du Kimméridgien - Portlandien.

- Terme F (calcaires cryptocristallins)

Cette série monotone de calcaires cryptocristallins, parfois graveleux ou plus ou moins dolomitiques, montre des Anchispirocyclina lusitanica au Nord et à l'Ouest. Au Sud, il passe à des calcaires azoïques. La présence d'Anchispirocyclina lusitanica permet de lui attribuer un âge portlandien.

- Terme G

Le terme G, qui montre un important changement dans la sédimentation,

marque comme à la Sierra Mariola le Portlandien terminal et une partie du Berriasien. Ce terme manque très souvent, les faciès marins du Néocomien recouvrant directement les calcaires en dalles du Portlandien. Il n'a été observé que dans la Sierra Fontanells, le Rio Serpis et la Sierra Mariola. En fait, ces faciès détritiques, qui se prolongent dans le Néocomien, n'ont encore livré aucune faune caractéristique du Portlandien. Nous avons donc conventionnellement placé la limite Jurassique - Crétacé à la base des premiers niveaux contenant des organismes actuellement caractéristiques du Crétacé inférieur.

B - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

1 - La "lacune" de l'Oxfordien inférieur

Les couches à Ammonites de la zone à Arisphinctes plicatilis sont directement au contact du Callovien supérieur à Ammonites. Il manque ainsi les zones d'Ammonites de l'Oxfordien inférieur. Ce hiatus paléontologique correspond à un changement brutal de la sédimentation. D'une part on trouve des faciès à oolithes ferrugineuses et de l'autre des marno-calcaires. Le contact entre ces deux faciès n'est pas net, le Callovien oolithique étant discontinu et se montrant raviné à son sommet. On ne note cependant pas de discordance angulaire entre les deux formations ni de décharge détritique dans l'Oxfordien. Par contre, en l'absence du faciès oolithique, le sommet de la dolomie du Dogger montre très fréquemment des ferruginisations ou un encroûtement ferrugineux. Il semble donc exclu que cette "lacune" soit due à une émergence qui, étant donné l'ampleur du phénomène, aurait eu lieu sur un vaste espace autour de la Meseta ibérique et n'aurait pas manqué de se signaler par de notables apports de matériel détritique ou entraîné des karstifications dans les calcaires émergés. Par contre, le paysage hérité du Dogger nous suggère l'hypothèse d'une plate-forme très étendue, soumise aux mouvements des marées, sur laquelle la sédimentation oolithique aurait pu continuer plus ou moins longtemps. Par exemple, H. Tintant et P. Viellard (1970) décrivent une coupe levée dans la province de Teruel, où le faciès à oolithes ferrugineuses, épais de 0,30 m, contient de nombreuses Ammonites s'étageant du Callovien moyen à l'Oxfordien moyen. Plutôt qu'à un arrêt généralisé de la sédimentation, il faut penser à une sédimentation réduite ou à des ablations en milieu médiolittoral agité, celui-ci étant sujet à de nombreux remaniements qui ont eu pour résultats en certains endroits, avant lithification, d'accumuler sous une faible épaisseur les Ammonites du Callovien et de l'Oxfordien inférieur, les ôtant à d'autres places. Mais il s'agit là d'une hypothèse difficile à vérifier dans la zone d'étude, le Dogger n'affleurant que de façon restreinte.

2 - L'Oxfordien moyen et supérieur

Sa lithologie est caractérisée par une alternance de petits bancs de calcaires cryptocristallins et de petits lits marneux. L'ensemble est dépourvu de benthos, hormis la base qui montre des débris de Spongiaires. Par contre toute la formation livre des Ammonites. Cette dernière observation permet de penser à des fonds non éclairés (zone aphotique) ne présentant pas de benthos et ne fossilisant que les restes d'organismes pélagiques. L'absence de benthos, l'épaisseur des termes A et B, et les caractères de la stratification montre à l'Oxfordien la différenciation d'un bassin subsident.

Les strates de l'Oxfordien sont limitées par des surfaces nettes à la base, plus floues au toit, sans pistes ni marques mécaniques, chimiques ou organiques. Elles présentent une épaisseur de 0,10 à 0,50 m et sont constituées de calcaires cryptocristallins argileux (micrites). Les interstrates, en moyenne, diminuent d'épaisseur de la base vers le sommet de la série où elles disparaissent parfois. Ces interstrates sont très argileuses dans le terme A et s'indurent progressivement vers le sommet, jusqu'à donner de minces lits de calcaires tendres en plaquettes.

Après les observations faites sur le Dogger, peut-on dire qu'il y a eu réellement transgression à l'Oxfordien moyen et supérieur ? En l'absence de preuves montrant que les lignes de rivages se sont véritablement avancées sur une terre émergée, cela serait imprudent, d'autant que l'on ne retrouve pas la succession d'écozones permettant de suivre la progression de cette transgression. Il faut penser à un approfondissement rapide du bassin, "ce qui n'implique pas obligatoirement un déplacement des lignes de rivages", celui-ci étant lié au rapport existant entre l'approfondissement du bassin et sa vitesse de comblement. L'absence de détritique moyen ou grossier ne permettant pas de penser à une érosion suffisante pour permettre un comblement plus rapide que l'approfondissement, la transgression apparaît impossible.

Au sommet de l'Oxfordien supérieur débute une différenciation du bassin. La lithologie restant semblable, au Nord se maintiennent les faciès à Ammonites, alors que dans le Sud (Sierra Fontanells et Gorges du Rio Serpis) apparaissent des niveaux à Térébratules indiquant la proximité de zones d'apports bathymétriquement moins élevées que précédemment. À l'Ouest, dans les régions étudiées par E. Fourcade (1970), l'Oxfordien ne dépasse pas 25 m d'épaisseur, avec parfois des passées dolomitiques (Massif du Montot). Il apparaît donc que les zones du secteur d'étude qui témoignent des plus grandes profondeurs à l'Oxfordien se situent au Nord, soit dans la région du Vall de Aguas Vivas et de Favareta. Cette topographie sous-marine sera complètement modifiée au cours du Kimméridgien.

3 - La différenciation kimméridgienne : début de la régression du Jurassique supérieur

Dès sa base, le Kimméridgien présente de remarquables variations de faciès, indices d'importants changements paléogéographiques.

Au début du Kimméridgien inférieur, la sédimentation rythmique à Ammonites (*Ataxioceras*), parfois légèrement micacée, se maintient au Nord de la Sierra de la Cuta. Au Sud, par contre, la sédimentation rythmique passe rapidement à des faciès dolomitiques contenant des restes d'Algues, de Foraminifères benthiques et parfois, des décharges de matériel détritique quartzeux grossier. Dans les gorges du Rio Serpis, ces faciès passent aux calcaires "en dalles" à *Cladocoropsis mirabilis* Felix. Cette espèce est un Stromatoporidae branchu, installé entre 20 et 60 m de profondeur dans des zones subrécifales de la plate-forme épicontinentale, à eaux chaudes et bien éclairées du domaine mésogéen (Y. Champetier et E. Fourcade, 1966). On voit ainsi s'accroître la différenciation apparue à l'Oxfordien supérieur, soit, le maintien d'une zone profonde au Nord et l'apparition au Sud de faciès néritiques.

Au cours du Kimméridgien inférieur, la sédimentation argileuse (terme C) se poursuit encore un peu dans une zone très réduite dont on trouve les témoins dans la région de Aguas Vivas et de Favareta. Les couches montrent très peu de faune : des Epistomines, des Ostracodes et de très rares Ammonites qui ont permis à J. Geister de reconnaître le Kimméridgien inférieur. À l'Est apparaissent des dolomies qui en deux endroits (Montagne de Cullera et Sierra Segaria) précèdent une importante lacune. À la Montagne de Cullera la dolomie montre des Entroques et des débris d'Huîtres. À la Sierra Segaria il s'agit d'horizons lago-lacustres à Characées et Ostracodes. Ce sont les premiers indices d'une longue lacune qui va se développer durant la suite du Jurassique supérieur, marquant ainsi l'importance du retrait de la mer du Jurassique supérieur vers le sillon subbétique. Comme en témoigne déjà la Montagne de Cullera et peut être la Sierra Segaria, ce retrait se fera dans un bras de mer, bordé à l'Ouest par la Moseta et à l'Est ainsi qu'au Nord-Est par un massif émergé que j'appellerai le "Massif Valencian". On voit en effet que des séries complètes de Jurassique supérieur existent au Nord, dans les régions de Pechalba, Liria, Villar del Arzobispo et la partie orientale de la Sierra del Javalambre (F. Gautier et P. Vial-

lard, 1966), alors qu'à l'Ouest de ces régions, le Kimméridgien supérieur et le Portlandien ne s'observent pas (J. Canerot, F. Gautier et P. Viallard, 1971). Cette terre en cours d'émersion va déterminer les faciès du secteur d'étude et guider la paléogéographie jusqu'au Miocène inclus. Déjà, elle permet de comprendre l'origine des décharges de matériel détritique qui s'observent çà et là dans le Kimméridgien inférieur. Les travaux de E. Fourcade à l'Ouest, éliminent la possibilité d'apports venant de la Meseta. Cet auteur signale d'ailleurs des passées détritiques dans la région du Montot (situé au Nord-Ouest de Jativa). Il est donc normal d'imaginer que le matériel détritique provienne du Massif Valencien situé à l'Est et au Nord-Est du secteur d'étude. Le bassin à sédimentation argileuse de la région de Aguas Vivas est enfermé par des fonds moins élevés au Sud et à l'Ouest, ainsi que par le Massif Valencien au Nord et à l'Est. Confiné, il reçoit du terrigène fin (argiles et muscovite). Le manque d'affleurements ne permet cependant pas de vérifier s'il n'a pas existé un passage vers le Sud-Ouest, entre la Sierra Mariola et le Montot, en direction de Caudete et Yecla.

Au Kimméridgien moyen (terme D) l'émersion gagne vers le Sud et atteint les contreforts septentrionaux du massif de Corbera. Au Sud, le domaine s'uniformise et devient exclusivement néritique. Le bassin à sédimentation argileuse et à Armonites de Aguas Vivas est totalement résorbé. Du Nord au Sud, le terme D montre des variations de faciès intéressantes. Au Nord, les dépôts sont caractérisés par des faciès biodétritiques, oncolithiques et oolithiques résultant d'accumulations dans des zones particulièrement agitées. Les oolithes, lorsqu'elles ne sont pas dues à l'activité de Nubéculeires (P. Rat, 1966) sur des fonds sableux organodétritiques, témoignent de milieux saturés en carbonates de calcium, inférieurs à 10 m et de forte énergie hydrodynamique (Illing, 1954 ; Costany et Lucas, 1955 ; Purdy, 1963 ; Soudant, 1965). La nature sparitique des ciments confirme l'agitation du milieu. Vers le haut de la formation, deux types de dépôts paraissent s'être formés : 1) des sables organodétritiques à nombreux tests de Nérinées ; 2) des sables oolithiques et oncolithiques. Les oncolithes qui sont des nodules "algaires" attribués aux Cyanophycées (Girvanellas) reflètent des fonds marins agités, peu profonds, de moins de 20 m, où elles participent activement à la précipitation du carbonate de calcium (L. Dangeard, 1935). Remaniés par les courants ou les effets des marées, ces sables ont été grossièrement granoclassés. On trouve ainsi, à la base des bancs, les éléments biodétritiques entrant dans la classe des rudites, puis les pisolithes et enfin les oolithes mêlées à des gros Foraminifères benthiques. Proches de l'émersion, ces sédiments infralittoraux élevés à médiolittoraux sont souvent affectés par la dolomitisation qui jalonne l'émersion à Cullera, Corbera et Aguas Vivas. Il est peut-être possible de rapporter à ce caractère le fait que cette dolomie, lorsqu'elle est oncolithique, soit souvent rubéfiée. Au Vall de Aguas Vivas, les accumulations biodétritiques font place à des calcaires gravillonneux contenant des pisolithes beaucoup plus dispersés et des Oursins. Il s'agirait là de fonds infralittoraux vaseux ne recevant que du détritique fin (silt) et soumis à des bioturbations. Plus profonds que les faciès précédents, ils ne dépasseraient cependant pas 50 m. A la Sierra de la Cuta, il semble que l'on soit dans une même écozone, mais affectée par la dolomitisation. A la Sierra Fontanells comme au Rio Serpis, on se trouverait dans une zone intermédiaire touchée par la dolomitisation, présentant des passées de calcarenites et des arrivées de matériel détritique grossier. Le biotope à Dasycladacées (*Clypeina*) et Stromatoporidés (*Cladocoropsis*) correspond à des fonds bien éclairés, ne dépassant pas 50 m et parfois soumis à l'influence de la proximité d'une terre émergée (turbulences et arrivées de matériel détritique). Le terme D se termine au Nord par la dolomie à Oncolithes. Dolomitisation très côtière, celle-ci disparaît au Sud-Ouest vers le large et n'apparaît plus dans la coupe du Rio Serpis où s'est déjà installée une sédimentation, plus profonde, fine sans benthos. Ceci laisse supposer que la subsidence a continué au Sud, conjointement à la formation du Massif Valencien, les deux phénomènes déterminant le brusque retrait vers le Sud-Ouest des lignes de rivages. Si l'on compare ces résultats paléogéographiques avec ceux qui ont été établis par E. Fourcade plus à l'Ouest, on s'aperçoit que la région comprise entre la côte actuelle et Hllin

dessine un vaste bras de mer s'avancant entre le Massif Valencien et la Meseta, et que j'appellerai "Détroit du Jucar".

Au Kimméridgien supérieur, l'évolution des faciès du Nord-Est vers le Sud-Ouest est encore plus évocatrice. L'émersion atteint le secteur du Vall de Aguas Vivas. A Ador se développent des faciès à Algues (principalement des Clypeïnes) ne dépassant pas 50 m de profondeur, dans lesquels s'épandent de très nombreux débris de Charophytes (oogones et débris de tiges). A l'Est les restes de Characées disparaissent. Ils sont en effet sporadiques à El Prellolo et ne se trouvent que dans un niveau détritique terminal à pelotes fécales. La Sierra Fontanells ne livre pas de restes de Charophytes alors que les Gorges du Rio Serpis ne montrent que des couches azoïques sur le versant Sud. Les éponges continentes (quartz, feldspathes, débris de Charophytes) ne dépassent pas un axe SW-NE passant par la Sierra de la Cuta et le Sud de la Sierra de Ador. Au Sud de cet axe, l'absence de benthos indique des zones plus profondes, dépassant 100 m. Il faut noter qu'au N-W d'Alcira et du Montot (E. Fourcade, 1970) les faciès à Charophytes ne se retrouvent pas avant le massif du Caroch et de Boneto, soit en bordure de la Meseta. On retrouve donc à nouveau une certaine symétrie de part et d'autre du Montot, illustrant une nouvelle fois l'existence de ce détroit installé entre le Massif Valencien et la Meseta ; celle-ci s'est étendue vers l'Est jusque dans la région de Fuente Alamo et du Massif de la Cingle.

4 - Le Portlandien : maximum de la régression ; disparition du Détroit du Jucar

Au Portlandien, la régression touche à son maximum et atteint la Sierra de la Cuta. Les faciès de plateforme sont marqués par les couches à Anchispirocyclines et Clypeïnes s'étalant de la Sierra Mariola à la Sierra de la Cuta. Au Sud de cet axe, la sédimentation profonde sans benthos se maintient (Serpis et Sierra Fontanells). Au Portlandien terminal - Berrisien, les faciès détritiques quartzeux s'installent à la Sierra Fontanells et à la Sierra Mariola. Le détroit précédemment cité, de direction sensiblement ibérique, NNW-SSW, a disparu. Les lignes paléographiques acquièrent une direction bétique jusqu'au niveau de la côte actuelle.

5 - Conclusions

Après le Callovien et l'Oxfordien inférieur où la sédimentation, très littorale, s'effectue dans un domaine agité, soumis à de multiples phénomènes d'ablations et de transports, il apparaît un bassin relativement subsident qui se définit très rapidement, provoquant, par rupture de seuil de cohésion, une sédimentation rythmique profonde sans benthos. Au sommet de l'Oxfordien supérieur, le bassin subsident se différencie. Les faciès profonds se maintiennent au Nord mais des niveaux biodétritiques au Sud indiquent des zones d'apports plus littorales. Loin de correspondre à une transgression, l'Oxfordien est ainsi une phase subsidente.

Au Kimméridgien inférieur, des faciès littoraux apparaissent sur l'ensemble du territoire, la sédimentation profonde se confinant à une petite zone résiduelle dans la région de Aguas Vivas. Dans le même temps, l'émersion du Massif Valencien atteint la zone d'étude et se marque par la lacune de Cullera et celle probable de Segaria. Au Kimméridgien moyen, le bassin de Aguas Vivas se résorbe, la mer est épicontinentale et correspond à un bras de mer (Détroit du Jucar) s'avancant suivant une direction ibérique entre la Meseta et le Massif Valencien qui a gagné vers le Sud-Ouest. Une sédimentation profonde s'installe dans le Sud du secteur, suivant une direction bétique passant par les Gorges du Rio Serpis. Au Kimméridgien supérieur, l'influence du Massif Valencien sur la sédimentation devient plus importante comme en témoignent les apports de quartz,

de feldspaths et de Charophytes. La sédimentation profonde se maintient cependant au Sud du Serpis.

Au Portlandien, le Massif Valencien présente son maximum d'extension en atteignant suivant une direction bétique la Sierra de la Cuta. Le Détroit du Júcar a disparu. Le plateau continental est réduit et la sédimentation profonde débute aux Gorges du Serpis.

La transgression du Crétacé inférieur repartira à la conquête des terres émergées au cours du Jurassique supérieur. Mais elle ne pourra dépasser la zone de la Sierra de Corbera, au Nord de laquelle le Massif Valencien restera émergé.

V - NEOCOMIEN

A - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Le Néocomien, au Sud de Jaraco, comme il a été vu dans la description des coupes, se partage en deux grands ensembles. A la base, une formation principalement biodétritique et gréseuse, dont l'épaisseur diminue du Sud vers le Nord. A cet ensemble fait suite une formation essentiellement marneuse dont l'épaisseur diminue aussi du Sud vers le Nord.

L'extrême base de la formation biodétritique et gréseuse peut appartenir en partie au terme G de datation incertaine (Portlandien - Berriasien). Mais rapidement, les niveaux présentent des organismes exclusivement néocomiens : Pycnoporidium lobatum, Yabe et Toyama, Terebratula suguri Piet., Choffatella decipiens Schl., Pfenderina neoconiensis Calpionelles du Berriasien. En deux endroits : Sierra Fontanells (coupe des Casas de Elca) et Alcoy (Sierra Mariola), l'ensemble biodétritique est limité à son sommet par une surface ferruginisée. Dans les deux cas, les premières Ammonites récoltées immédiatement au-dessus du fond durci indiquant le Valanginien supérieur : Neocomites cf. trezanensis Sayn, N. teschenensis (Uhlig), N. aff. platycostatus Sayn (R. Busnardo et M. Durand Delga, 1960 ; Y. Champetier, 1966). De même, dans les autres coupes, la base de la formation marneuse est aussi datée du Valanginien supérieur à l'aide d'Ammonites : Olcostephanus hispanicus, Neocomites gr. neoconiensiformis (Uhlig) dans la Vall de Gallinera et N. cf. teschenensis (Uhlig) dans le Rio Serpis.

L'ensemble biodétritique et gréseux est donc exclusivement valanginien et la limite Valanginien - Hauterivien se situe au sein des marnes sus-jacentes. Quelle que soit l'épaisseur de l'ensemble marneux, celui-ci livre des Ammonites s'étageant du Valanginien supérieur au Barrénien inférieur. Ceci a pu être observé dans toutes les coupes situées au Sud d'une ligne passant par la Loma del Cabezo (Ador) et la Sierra Mariola. La limite Hauterivien - Barrénien se trouve dans la partie supérieure de la formation marneuse. Dans les différentes coupes, exceptée celle de la Sierra Mariola, il a pu être observé que le sommet des marnes, d'un blanc vif, contrastait avec le reste de l'ensemble marneux. Dans tous les cas, nous avons récolté les premières Ammonites et les Oursins du Barrénien inférieur à la base des marnes blanches. Cette observation nous a amené à nous servir de cette distinction comme limite cartographique et stratigraphique.

A la Loma del Cabezo, la présence de Choffatella decipiens Schl., de Pseudocyclamina lituus Yok., et de Clypeina parvula permet d'attribuer la formation détritique au Néocomien. Mais le manque d'organismes caractéristiques et l'absence de marnes supérieures n'a pas permis d'apporter plus de précision.

A Jaraco, comme à la Loma del Cabezo, on ne retrouve plus les deux ensembles néocomiens définis plus au Sud. Le Valanginien biodétritique et gréseux

a cédé la place à une sédimentation micritique plus ou moins dolomitique. Le Valanginien est repéré grâce à la présence de Pseudotextulariella salovens Bron. Plus haut dans la série, l'Hauterivien supérieur et le Barrémien se signalent par la présence de Trocholina valdensis (Reichel) et de Sabaudia sp. Dans le Valanginien on cite la présence de Characées dont Porochara sp., Atopochara trivolis ssp. triquetra, Perimoste encore. Il s'agit là de l'apparition des faciès laguno-lacustres que l'on retrouve plus au Nord.

Dans le Vall de Aguas Vivas, les faciès laguno-lacustres montent très haut dans le Barrémien, sans que l'on puisse les dater. Plus au Nord encore, ne se retrouvent plus d'éléments de datation, mis à part des oogones de Characées (cf. Atopochara trivolis, détermination de l'auteur) qui indiquent un âge hauterivien à barrémien. L'intercalation de niveaux marins à microfaune caractéristique fait cruellement défaut. Dès lors, il y a deux solutions possibles : passé le Vall de Aguas Vivas, il y a lacune du Néocomien et l'on ne retrouve directement au-dessus du Jurassique que les termes laguno-lacustres du Barrémien, ou bien il n'y a pas lacune du Néocomien et les faciès laguno-lacustres correspondent à l'ensemble Néocomien - Barrémien.

Les renseignements donnés par les coupes faites dans le Néocomien ne permettent pas de retenir la deuxième solution. Nous avons vu qu'au Jurassique supérieur la mer se retirait vers le Sud, les témoins de l'émersion se retrouvant, au Portlandien terminal, le long d'une ligne passant par Castellon de Rugat, la Sierra de la Cuta, la Sierra de Ador, Rafelcofer, Oliva et le côté ouest de la Sierra Sagaria. Au début du Néocomien, la zone au Nord de cette ligne est émergée et la mer néocomienne ne regagnera que peu à peu le territoire perdu au Jurassique. De fait, nous trouvons les faciès détritiques à organismes littoraux au Sud de la limite citée. Sur celle-ci, à Ador, les faciès détritiques contiennent des Characées, montrant ainsi la proximité de lagunes ou d'exutoires continentaux. Au Nord, la coupe de Jaraco, par sa sédimentation micritique à Characées et Foraminifères benthiques (Pseudotextulariella et Choffetella) ainsi que par la fréquence des dolomitisations, indique que l'on se trouve là, au Valanginien, dans une zone à vocation incertaine oscillant entre l'étage infralittoral supérieur et supralittoral. Il y a donc tout lieu de penser que, plus au Nord, il y avait soit émergence, soit lacune du Valanginien. Ceci est d'ailleurs parfaitement visible sur le versant nord de l'anticlinal de Favaretta et à Cullera. La présence à Jaraco de niveaux marins à Trocholina valdensis et Sabaudia signale à l'Hauterivien supérieur la progression de la mer jusqu'à cette limite et permet donc d'assigner aux faciès laguno-lacustres légèrement plus septentrionaux un âge Hauterivien supérieur à Barrémien, comme tendent à l'indiquer les Characées trouvées dans les niveaux argileux du flanc sud de l'anticlinal de Favaretta. Corrélativement, il convient de remarquer que cette hypothèse est en accord avec l'âge barrémien attribué par L. Grambast et E. Fourcade aux niveaux à Charophytes et intercalations marines situés à l'Ouest et au Nord-Ouest. En effet, dans la région de Navarres, au Massif du Caroç, au Montenayor et à la Sierra de la Oliva, les niveaux argileux et sableux à Atopochara trivolis Peck, datés du Barrémien, reposent directement sur le Kimméridgien (E. Fourcade, 1964, 1966, 1967, 1968, 1970) exactement comme nous le voyons à Aguas Vivas et à Corbera.

B - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

1 - Les mouvements de fond au Valanginien inférieur

Du Kimméridgien au Portlandien, la mer jurassique s'est retirée vers le Sud. A la fin du Portlandien, les faciès de plateforme à Clypéines et Anchi-spirocyclines s'étendent de la Sierra Mariola à la Sierra de la Cuta, et cèdent la place au début du Crétacé à des faciès détritiques littoraux. Ceux-ci apparaissent dans les Sierras Mariola, de la Cuta et d'Ador, et viennent vers le

Sud: recouvrir les faciès sans benthos du Jurassique. On assiste donc dans la zone d'étude à la disparition des faciès profonds et à leur remplacement par des faciès détritiques à tourmaline, feldspaths et débris de quartzites, intercalés de marnes fossilifères.

Parallèlement, la Sierra Segaria, qui pourrait témoigner d'une zone émergée durant le Kimméridgien et le Portlandien, montre au Valanginien un régime sédimentaire semblable à celui qui s'installe au Sud de la Sierra de la Cuta. On assiste simultanément à l'implantation de faciès littoraux à caractère moins profond à l'Ouest de la Sierra Segaria et transgressif dans celle-ci.

Ce mécanisme peut être expliqué par des mouvements du socle modifiant la topographie sous-marine. Ces oscillations se traduisent à la terminaison orientale de la Sierra Fontanells par de rapides variations de faciès accompagnées de brusques changements d'épaisseurs sur un alignement correspondant à une faille synsédimentaire (Y. Champetier, 1966-1967). Cet accident, parallèle à l'ancienne ligne de rivage jurassique supposée après son rebroussement au niveau de Rafelcofer et d'Oliva, limiterait vers l'Ouest un panneau oriental qui, en s'abaissant, permettrait à la mer néoconienne de gagner du terrain sur le Massif Valencien.

Au Sud de l'axe Mariola - Cuta - Ador, la sédimentation correspond à celle d'une zone de faible profondeur, littorale, recevant une importante phase détritique terrigène grossière et subissant l'action de courants qui donnent une phase biodétritique importante. Le peuplement correspond à la zone infralittorale, agitée, bien éclairée et à benthos important, avec des Algues (Clypéinos, Pignella, Pycnoporidium, Pernocalculus), des Polypiers, des Oursins, des Brachiopodes (Rhynchonelles et Térébratules), des Lamellibranches, parmi lesquels beaucoup d'Huîtres (Exogyra et Alcetryonia), des Gastéropodes dont Leviathan leviathan Pict. et Camp., de nombreux Foraminifères (Pseudocyclammina, Choffatella, Trocholines). L'agitation du milieu est indiquée par la fréquence des niveaux oolithiques, sparitiques et biodétritiques. L'analyse séquentielle (Y. Champetier, 1966-1967) montre que le Valanginien de la coupe de la Peapa jusqu'au niveau du "hard-ground" correspond à deux séquences où les calcaires biodétritiques sont liés au grès et sont situés à l'extrême base de chacune. Chaque séquence débute par un stade de renaniment de la phase biogène, précédant des apports terrigènes grossiers importants qui s'atténuent jusqu'à donner des marnes silteuses auxquelles succède une nouvelle phase de renaniments.

2 - La transgression au Valanginien supérieur - Hauterivien

Au Valanginien supérieur, la sédimentation change de caractère. Elle devient principalement marneuse et voit l'apparition, immédiatement au-dessus du "hard-ground", des premières Ammonites néoconiennes, souvent mêlées à un benthos important. Les récoltes de fossiles faites au sein des marnes permettent de distinguer, du Sud au Nord, plusieurs zones de peuplement.

Zone I : Les marnes ne renferment que des Ammonites, le plus souvent petites et pyriteuses. Le benthos est absent ou très disséminé et à l'état de fragments.

Zone II : Les marnes contiennent des Ammonites pyriteuses et de grandes formes non pyriteuses, ainsi que de rares Béliornites mêlées à un benthos bien développé comprenant des Echinodermes, des Polypiers, des Brachiopodes, des Lamellibranches dont de très nombreuses Huîtres (Exogyra et Alcetryonia). A l'extrémité orientale, passée la faille synsédimentaire, les Huîtres sont très peu fréquentes ou absentes et l'on remarque aussi un changement dans l'association des Brachiopodes. Vers le Nord, les Brachiopodes se font moins nombreux dans la Sierra de la Cuta et finissent par être très rares sur la bordure septentrionale de cette sierra.

Ainsi, l'on peut distinguer au Sud un faciès à benthos inexistant et à Ammonites pyriteuses, auquel succède, vers le Nord, une zone à benthos très développé. Dans la partie méridionale de cette dernière zone, les Brachiopodes sont très nombreux en exemplaires et en espèces, mais disparaissent dans la partie septentrionale où l'on ne trouve plus guère que des Exogyra.

La formation marneuse disparaît à la Sierra de Ador où elle est remplacée par des faciès gréseux à Choffatelles, Pseudocyclammines, Trocholines et très nombreux débris de Charophytes. L'ensemble gréseux est couronné par un faciès récifal auquel font suite des dolomies. On pénètre là dans une zone III s'étendant jusqu'à la Sierra de Corbea et caractérisée par la disparition progressive des faciès marins, remplacés par des faciès laguno-lacustres reposant directement sur le Kimméridgien. La lacune atteint progressivement le Barrénien au sein duquel on trouve des argiles lacustres à Characées, contenant de 80 à 100 % de kaolinite.

À NE de l'anticlinal de Favareta, la lacune du Néocénien est totale.

Dans son ensemble, le Néocénien correspond à une transgression, les témoins des incursions marines à l'Hauterivien supérieur se retrouvant jusqu'à Jaraco et la Sierra de Corbea. La progression de cette transgression qui ne franchit pas la zone de Favareta développe une vaste contrée de faciès laguno-lacustres (zone III) souvent envahie par la mer. La mer néocénienne montre un étage infralittoral (1) (zone II) à benthos bien développé avec de nombreuses Huîtres et présentant vers le large d'importantes populations de Brachiopodes et de Polypiers isolés. La zone I (Vall de Gallinera et Sierra Segaria) doit correspondre à la zone plus profonde du plateau continental (étage circalittoral) (1) à benthos appauvri.

Comme au Jurassique, les faciès dolomitiques jalonnent l'émersion et caractérisent plus ou moins l'étage médiolittoral(1).

(1) - Le milieu marin se divise en deux provinces :

- La province néritique correspondant à l'extension du plateau continental et à des fonds ne dépassant pas 100 m ;
- La province océanique s'étendant au-delà du plateau continental et correspondant à des fonds de plus de 100 m.

Dans la province néritique, on distingue 4 étages :

- l'étage supralittoral, exceptionnellement immergé mais soumis aux embruns,
- l'étage médiolittoral ou zone de battement des marées, peuplé d'espèces tolérant ou exigeant des alternances d'émersion et d'immersion ;
- l'étage infralittoral, correspondant à des fonds de 0 à 50 m de profondeur environ (zone de développement maximum des plantes photophiles) ;
- l'étage circalittoral, correspondant à des fonds de 50 à 100 m et caractérisé par la présence d'Algues supportant les faibles éclaircissements et par une augmentation des animaux sessiles.

ALBIEN

A - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

1 - Barrénien inférieur

Grâce à de nombreuses Ammonites : Astieridiscus sp., Barrénites strotostoma (Uhlig), B. gr. vocontianum Sayn, Desmoceras difficile, Cheloniceras sp., Holcodiscus diversecostatus, H. cardone, H. carolinus d'Orb., H. sorbonisba (Coq.), H. tauricus Kar., Leptoceras cirtae Coq., Melchiorites sp., Hedjaziceras colligoni Busn., Nicolissoceras grasi d'Orb., Pulchellia pallada Nickl., P. compressissima (d'Orb.), Phylloceras baborense Coq., Phyllocephyceras eichwaldi Kar., Spiridiscus gr. incertus, S. intermedius (d'Orb.), S. alcyonis (Nickl.), S. deleayi Busn., Subpulchellia sauvageoui Horn., le Barrénien inférieur est très bien daté au sein des marnes qui s'étendent dans la partie méridionale du secteur, entre la Sierra Mariola et la Sierra Segaria. Vers le Nord, ce faciès marneux devient de moins en moins riche en Ammonites, mais présente par contre de fréquents Oursins : Toxaster cf. amplus Desor, T. seynensis Lamb., T. neoconiensis d'Orb., Heteraster oblongus d'Orb. Plus au Nord, le long d'un alignement passant par les sierras de Benicadell, de la Cuta et de Ador, le faciès marneux disparaît et cède la place à des masses calcaires et dolomitiques à Algues (Pignella et Boucina) présentant parfois des associations de Foraminifères dont des Orbitolinidae caractéristiques du Barrénien inférieur (Orbitolinopsis gr. flandrinii Moull. et Pseudocyclamina hedbergi Haync; dans la Sierra de Benicadell ; Choffatella decipiens Sch., Paracoskinolina sp., Pseudocyclamina hedbergi, Trocholina aff. friburgensis Guill. et Reich., dans le dôme de Jaraco). Au Nord-Ouest de Jaraco, le Barrénien inférieur est représenté par des faciès margino-littoraux à cailloux noirs, characés et nombreuses imbrications dolomitiques. Sans qu'il soit possible de les dater avec précision, ces faciès se retrouvent sur le flanc inverse de l'anticlinal de Favareta. Dans le flanc normal de cette structure, soit dans une situation légèrement plus septentrionale, il n'y a plus de témoin du Barrénien. En effet, comme il a été noté, une puissante série dolomitique présentant à sa base de rares passées calcaires à microfaciès rappelant l'Aptien ou l'Albien, repose directement sur le Jurassique.

Au-dessus des marnes à Ammonites ou à Oursins, la série s'indure et passe à un ensemble calcaréo-dolomitique à Algues et Orbitolinidae, venant s'imbriquer stratigraphiquement au Nord dans les faciès laguno-lacustres de la Font de Agost ou du versant sud de l'anticlinal de Favareta. Selon les endroits, cet ensemble passe plus ou moins haut dans la série stratigraphique à une puissante masse dolomitique sombre totalement azoïque et qui atteint partout le Crétacé supérieur. En dehors de la Sierra Mariola où existent deux niveaux marneux à Ammonites, l'un au Barrénien supérieur (niveau à Hemihoplites), l'autre au passage Bédoulien - Gargasien (niveau à Cheloniceras), intercalés dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, ce dernier ne présente plus aucune macrofaune significative à l'Est du Rio Albaida. Pour cette raison, la stratigraphie a été entreprise en utilisant les associations de Foraminifères et plus particulièrement la succession des Orbitolinidae. Ceux-ci ont autorisé, à la Sierra Mariola et dans les secteurs adjacents, (R. Schroeder, 1964, 1965 ; E. Fourcade 1967, 1970 ; R. Busnardo et al., 1968), la mise au point d'une biozonation qu'il est permis d'étendre au secteur étudié. La biozonation établie à la Sierra Mariola est indiquée en marge de cette coupe ainsi que les repères chronostratigraphiques et corrélations faites plus à l'Est.

2 - Limite Barrénien inférieur - Barrénien supérieur

La limite Barrénien inférieur - Barrénien supérieur n'a pu être située qu'approximativement. A la Sierra Mariola, celle-ci se situe entre les marnes du Barrénien inférieur et le niveau à Hemihoplites. Les Hemihoplites sont des Ammonites caractéristiques de la partie moyenne du Barrénien supérieur. A Bonicadell la limite a été placée entre les niveaux à Orbitolinopsis gr. flandrini Moull. et Pseudocyclanina hedbergi Mayne et les premiers niveaux à Orbitolinopsis cuvillieri Moull. (forme connue du Barrénien supérieur au Bédoulien basal).

3 - Limite Barrénien - Bédoulien

De même, la limite Barrénien - Bédoulien reste assez floue car toutes les associations observées au-dessus des niveaux datés du Barrénien inférieur se prolongent plus ou moins dans le Bédoulien. Les Orbitolinidae les plus fréquents y sont Orbitolinopsis cuvillieri, O. kiliani et Palorbitolina lenticularis (Blum.). Une limite approximative a cependant pu être tracée à la Sierra Mariola et à la Font de Agost, en se basant sur la présence de Paracoskinolina elongatissima (Moull.), forme qui ne monte que très rarement à la base du Bédoulien. A Joraco, la présence de Præorbitolina sp., forme caractéristique du Bédoulien inférieur (R. Schroeder, 1964), à la base des faciès à Rudistes et Iragua, permet de placer la limite Barrénien - Bédoulien au sein des dolomies séparant ces faciès des calcaires à Paracoskinolina sous-jacents.

4 - Passage Bédoulien - Gargasien

A la Sierra Mariola, les couches à Simplorbitolina pseudononasi jalonnent la partie terminale du Bédoulien. Elles se trouvent en effet sous les marnes de Prats (niveau à Cheloniaceras) qui présentent un mélange d'Ammonites du Bédoulien terminal et de l'extrême base du Gargasien. La liste exhaustive des exemplaires récoltés à ce niveau ainsi que la datation du gisement ont été données dans une note récente (Busnardo et al., 1968). Simplorbitolina pseudononasi a donc servi de fossile-index dans la biozonation faite à la Sierra Mariola. Dans cette coupe, l'horizon à Simplorbitolina pseudononasi surmonte les derniers niveaux à Palorbitolina lenticularis et contient à son sommet les toutes premières Mesorbitolina texana parva (Douglas). Il est donc possible, en l'absence de S. pseudononasi, de déterminer la limite Bédoulien - Gargasien en prenant en considération l'extinction des P. lenticularis et l'apparition des M. texana parva, l'intervalle de ces deux niveaux donnant une idée assez précise de la biozone à Simplorbitolina pseudononasi.

Cette remarque est nécessaire du fait que l'usage d'une biozone à S. pseudononasi se révèle malaisée à l'Est du Rio Albuja. Orbitolinidés aux structures délicates, S. pseudononasi est facilement détruit par les phénomènes de dolomitisation et n'a pu être que rarement observé dans ce secteur où les dolomitisations sont intenses. A ce phénomène d'oblitération s'ajoutent de sérieuses difficultés de détermination. A l'heure actuelle, cet Orbitolinidé est mal dégagé de sa souche phylogénétique représentée par les Orbitolinopsis, avec lesquels il peut parfois être confondu selon l'état du matériel et en l'absence d'associations caractéristiques. De plus, S. pseudononasi présente une homéomorphie très poussée avec les Simplorbitolina pseudononasi ("sensu vero") Ciry et Rat, de l'Albien inférieur. Il nous a donc paru indispensable (Y. Champetier et M. Moullade, 1971) de disposer d'informations complémentaires afin de contrôler l'encadrement stratigraphique. C'est la raison pour laquelle il a été attaché autant d'importance à la répartition verticale des Palorbitolina lenticularis et des Mesorbitolina texana parva, formes mieux connues qui ont l'avantage d'être plus ubiquistes.

A la Sierra de Bonicadell, au-dessus des couches à Orbitolinopsis cuvillieri (Barrénien supérieur - Bédoulien basal), les Palorbitolina lenticularis s'observent sur près de 25 m d'épaisseur et montent dans un niveau mar-

neux légèrement inférieur au niveau des marnes de Prats qui ne se retrouvent pas ici. A la base, un banc calcaire de 0,5 m a livré Mesorbitolina lotzei Schr., Orbitoline indiquant le Bédoulien élevé. Les dernières Palorbitolina lenticularis se situent à 1,5 m sous le toit du niveau marneux. Les Mesorbitolina gr. texana se rencontrent dès la base de la série calcaire sus-jacente. La limite Bédoulien-Gargasien se situe donc dans le mètre et demi de marnes qui sépare le dernier niveau à P. lenticularis et la base de la série calcaire à Mesorbitolina gr. texana. Cet intervalle, sous un autre faciès et un taux de sédimentation réduit, représente l'équivalent de la biozone à Simplorbitolina pseudomanasi qui atteint 30 m dans la Sierra Mariola.

5 - Gargasien

A Jaraco, les Mesorbitolina texana parva apparaissent au sein des faciès à Rudistes et à Iraqia, 12 m au-dessus du niveau à Præorbitolina qui date le Bédoulien. Il en est de même dans la Sierra de Gallinera (Y. Champetier, 1966, 1967) et à l'Ouest du Rio Albaida et de la Sierra Mariola (E. Fourcade, 1967). Les faciès à Rudistes de Jaraco, de la Sierra de Gallinera et de la Sierra de la Falconera se placent donc à la base du Gargasien. A Jaraco, les faciès à Rudistes et à Iraqia passent vers le haut à une dolomie azoïque. Mais plus au Nord, dans la Sierra de la Falconera, où la dolomitisation est beaucoup moins importante et ne débute réellement que bien plus haut dans la série stratigraphique, on peut voir que ces faciès à Rudistes passent verticalement à des calcaires à Mesorbitolina texana texana (Roemer) et rares "Orbitolinopsis" carochi. La notion de biozone à Mesorbitolina texana et "Orbitolinopsis" carochi définie à la Sierra Mariola (R. Busnardo et al., 1968) peut donc être étendue vers l'Est. Cette biozone qui surmonte le niveau des marnes de Prats, du Gargasien inférieur, peut être considérée comme marquant le Gargasien moyen. Dès lors, il convient de remarquer que, comme leur position l'indique, les niveaux à Mesorbitolina texana parva sont l'équivalent latéral des marnes de Prats et marquent le Gargasien inférieur. Il peut donc être intercalé une biozone à Mesorbitolina texana parva entre la biozone à Simplorbitolina pseudomanasi marquant le passage Bédoulien - Gargasien et la biozone à Mesorbitolina texana et "Orbitolinopsis" carochi indiquant la partie moyenne du Gargasien.

A l'Est du Rio Albaida n'a pas été retrouvé Pseudochoffatella cuvillieri Dellofre, Foraminifère qui, à la Sierra Mariola et plus à l'Ouest, (Fourcade, 1970), définit un horizon repère placé hypothétiquement, en l'absence de macrofaune significative, au sommet du Gargasien. Cette absence est due à ce que, sur l'ensemble du territoire étudié (sauf à la Sierra de la Falconera), les niveaux correspondants sont intensément dolomitisés, ne conservant ainsi aucune trace de microfaune. A la Sierra de la Falconera, au-dessus des couches à Mesorbitolina texana texana et "Orbitolinopsis" carochi, quelques mètres de calcaires cryptocristallins à Gastéropodes se terminent par une surface taraudée témoignant d'un fond durci sans sédimentation, soit de conditions défavorables à la fossilisation du benthos. La sédimentation n'a repris qu'à l'Albien moyen, les premiers bancs calcaires au-dessus du fond durci contenant Simplorbitolina conulus, plus récente que S. manasi (Albien inf.). Ces deux observations permettent d'envisager, dans le secteur de la Sierra de la Falconera, une lacune correspondant au moins au sommet du Gargasien et à l'Albien inférieur. Ceci expliquerait l'absence de la biozone à Pseudochoffatella cuvillieri. Il y a d'Ouest en Est un remarquable amincissement de la série gargasienne.

6 - Limite Gargasien - Albien

Régionalement, la limite Gargasien - Albien a été placée, par convention, entre la biozone à Pseudochoffatella cuvillieri et la biozone à Simplorbitolina manasi (E. Fourcade, 1967, 1970 ; R. Busnardo et al., 1968). S. manasi est présente dans le secteur de Jaraco. Elle y a été retrouvée dans une passéo

calcaire au sein de dolomies, à une dizaine de mètre au-dessus de calcaires à Mesorbitolina texana parva, Iraquia et Rudistes (Gargasien inf.). La limite Aptien-Albien se situe donc dans les dolomies sous-jacentes à la passée calcaire à S. manasi. Deux mètres au-dessus de S. manasi se trouve une surface taraudée et rubéfiée qui est à rapprocher de celle qui se situe sous les niveaux à S. conulus de la Sierra de la Falconera. Il faut noter que la lacune impliquée par cette surface représente à Jaraco un intervalle de temps moins grand qu'à la Falconera, où l'Albien inférieur à Simplorbitolina manasi n'est pas représenté.

Dans la Sierra de la Marchuquera, située immédiatement à l'Ouest de la Sierra de la Falconera, les couches à Simplorbitolina conulus ne se trouvent plus sur un fond durci, mais sur des sables rouges que l'on retrouve encore plus à l'Ouest dans la Sierra de Bonicadell, reposant sur une importante masse dolomitique. Ce faciès sableux représente donc l'équivalent des biozones à Pseudochoffatella cuvillieri et à Simplorbitolina manasi, à moins que la première ne soit incluse dans les dolomies sous-jacentes. "Grosso modo", le faciès des sables rouges représente le Gargasien terminal et l'Albien inférieur.

7 - Albien

Il est partout dolomitique ; cependant à la Sierra de la Falconera, l'horizon à Simplorbitolina conulus porte une nouvelle surface taraudée au-dessus de laquelle, sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, il a été récolté Norbitolinopsis conulus (Douv.), Orbitolinidé de l'Albien supérieur (E. Fourcade et M. Moullade, 1967), l'Albien peut donc être caractérisé par la succession de trois biozones locales qu'il n'est pas possible, dans l'état actuel des connaissances, de paralléliser avec les subdivisions de la nomenclature stratigraphique :

- 1 - Biozone à Simplorbitolina manasi : Albien "inférieur".
- 2 - Biozone à Simplorbitolina conulus : Albien "moyen".
- 3 - Biozone à Norbitolinopsis conulus : Albien "supérieur".

Ainsi, la vérification, à l'Est du Rio Albaida, de la biozonation établie à l'aide des Orbitolinidae dans la Sierra Mariola et à l'Ouest de celle-ci, permet de lui attribuer une valeur beaucoup plus générale. Celle-ci est complétée par l'adjonction d'une biozone à Mesorbitolina texana parva à la base du Gargasien en corrélation avec les marnes à Chelonicerias, ainsi que par une subdivision de l'Albien en trois termes, repérés chacun par un fossile-index. S'il en est besoin, ceci illustre à nouveau que, compte tenu des conditions de faciès et en l'absence d'Ammonites, l'usage des Orbitolinidae permet des subdivisions stratigraphiques assez fines pour cerner le sous-étage, autorisant ainsi des corrélations stratigraphiques demeurées jusqu'alors délicates.

B - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

1 - Au Barrémien

De l'Hauterivien au Barrémien, les lignes de rivages ne semblent pas varier beaucoup. Les témoins de celles-ci, à l'analyse des séries septentrionales, apparaissent se cantonner dans la Sierra de Corbera. Mais bien que la transgression amorcée au Néocomien marque le pas, le plateau continental subit d'importantes modifications dont témoigne la comparaison des figures 20 et 30. Alors que la limite du Massif Valencien ne se modifie pas sensiblement, les faciès laguno-lacustres (ou margino-littoraux) perdent de leur extension et leurs témoins se cantonnent au Nord d'un parallèle passant par Jaraco. Au Sud, l'ancien domaine laguno-lacustre néocomien cède la place à une zone marine in-

fralittorale peu profonde à Algues et Orbitolinidae. La limite méridionale actuelle de ces faciès se situe le long d'un alignement allant de la Sierra Benicadell à la Sierra de Ador et correspond sensiblement à la limite d'extension vers le Sud des faciès à Huîtres, sans Brachiopodes, de l'Hauterivien. Cette zone est bordée par une bande de faciès marneux à Spatangues qui peu à peu, vers le Sud, perd son caractère benthique pour céder la place à des marnes ne contenant que des Ammonites. Les faciès à Ammonites sans benthos ont gagné en extension vers le Nord par rapport au Néocomien. De même, avec des différences de peuplement et une sédimentation calcaire, la zone infralittorale subit la même extension au détriment des faciès à vocation incertaine de l'Hauterivien. Il apparaît ainsi qu'au Barrémien inférieur, il y a abaissement des fonds et modification des écozones, sans déplacement du rivage.

Au sommet du Barrémien inférieur intervient un important changement dans la sédimentation et les peuplements sous-marins. La sédimentation marneuse à Ammonites et Spatangues disparaît, laissant la place à une sédimentation calcaire fréquemment affectée par des phénomènes de dolomitisation. Les Echinodermes se maintiennent cependant un certain temps dans les faciès calcaires à la Sierra Fontanells et à Benicadell. Mais très rapidement, vers le Nord, on a affaire à des faciès infralittoraux peu profonds à très nombreuses Algues et Orbitolinidae. Dans le Sud du secteur d'étude, un relèvement général des fonds amène ceux-ci dans la zone photique où se produit le développement des Algues Dasycladacées. Parallèlement, il faut noter une extension des faciès dolomitiques en bordure du Massif Valencien.

Dans le même temps, au Nord du secteur, les faciès margino-littoraux sont remplacés par des niveaux franchement marins à Orbitolinidae et Algues, passant rapidement latéralement vers le Nord et le Nord-Est, à des dolomies. Le phénomène se produit sans modification sensible des lignes de rivages. Il ne peut donc s'agir que de mouvements de socle amenant un abaissement des fonds, contrairement à ce qui se passe plus au Sud. Le Barrémien apparaît donc comme une période de mouvements différentiels des fonds marins, liés à un jeu du socle. Il y a uniformisation de la zone infralittorale en ce qui concerne la sédimentation et le peuplement. A l'Ouest, le secteur de la Sierra Mariola, avec son niveau à Hemihoplites, reste sous l'influence du large.

2 - A l'Aptien

Au Bédoulien, le paysage est comparable à celui du Barrémien supérieur, mais l'on voit se développer une importante frange dolomitique correspondant aux zones infralittorale supérieure et médiolittorale bordant le Massif Valencien. L'extension de cette frange dolomitique préfigure l'installation d'une zone protégée au passage Bédoulien - Gargasien.

La limite Bédoulien - Gargasien, à la suite de l'étude stratigraphique, s'est révélée être une isochrone assez facilement repérable sur l'ensemble du secteur d'étude et ainsi favorable à une reconstitution paléogéographique en se basant sur l'évolution des faciès et la répartition des faunes.

A la Sierra Mariola, cette limite correspond dans l'ensemble à un faciès à Ammonites. Le premier banc à Isorbitolina texana est une biomérite. Vers le Nord-Est, à la Sierra de Benicadell, les niveaux homologues ne livrent pas d'Ammonites mais sont toujours représentés par des biomérites indiquant une faible énergie hydrolique du milieu. A la Sierra de la Falconera, où la limite Bédoulien - Gargasien n'est pas établie avec précision, on remarque que celle-ci se situe au sein d'une formation constituée par des biosparites peu évoluées indiquant un milieu soumis à une agitation permanente. De telles conditions impliquent une notable diminution de la tranche d'eau, autrement dit une très nette surélévation du fond marin. Plus au Nord, à Jaraco, les niveaux à

Mesorbitolina texana parva correspondent à des biopelsparites très peu évoluées, témoins de dépôts en milieu relativement agité, mais cependant moins que dans le cas précédent. Il est donc permis de penser à un nouvel abaissement topographique. Cet approfondissement est encore plus sensible vers le Nord où les mêmes couches sont représentées par une biomicrorite. Dans l'exemple le plus marginal, à la Font de Agost, se trouve le point extrême où les calcaires du Barrémien supérieur et de l'Aptien inférieur surmontent un Barrémien inférieur à faciès laguno-lacustre. Dans cette zone, les couches de passage du Bédoulien au Gargasien sont affectées par la dolomitisation bordant le Massif Valencien. Le phénomène de dolomitisation y oblitère des sédiments bioclastiques de la zone médio ou supralittorale.

Il est dès lors possible de dresser l'esquisse d'un paysage sous-marin se divisant en six zones et correspondant à une différenciation de celui qui devait exister au Bédoulien inférieur et moyen. Un cortège de lithofaciès comparables, correspondant à une topographie sous-marine analogue a été décrit par G.B. Asquith (1967) dans l'Ordovicien du Sud Ouest du Wisconsin (U.S.A.). La zone de la Sierra Mariola correspond à un secteur de mer ouverte à Ammonites. Vers le Nord Est de la Sierra Mariola, à la Sierra de Benicadell et à la Sierra de la Falconera, nous nous trouvons en mer ouverte de faible profondeur, dans des faciès sans Ammonites du plateau continental, à faune d'Orbitolinidae et Algues (zone infralittorale). Vers l'Est, cette zone s'étend actuellement au Sud du Serpis, jusqu'à la Sierra del Almirante, où l'on perd sa trace. Cette mer ouverte est séparée du littoral du Massif Valencien par un haut-fond à biosparites, avec Rudistes et accumulations d'Huîtres, en arrière duquel se trouvent des biomicrorites partiellement dolomitisées avec un gradient croissant en direction du Massif Valencien. Le haut-fond biosparitique correspond, au détail près, au front occidental de la frange dolomitique déterminée au Bédoulien inférieur et moyen. La zone protégée en voie de dolomitisation, située en arrière du haut-fond, s'étend jusqu'au Vall de Aguas Vivas et Tabernes de Valldigna où les faciès sont exclusivement dolomitiques. La lacune due au Massif Valencien commence comme précédemment dans l'anticlinal de Favara.

La figure 33 indique le degré d'évolution des lithofaciès, l'énergie hydrodynamique du milieu correspondant à l'ordonnée avec un sens croissant des microrites aux sparites. Les lettres W ("Wackestones") et P ("Packstones") indiquent le degré de dispersion des éléments figurés biogènes dans le ciment : W correspond à un état dispersé et P à un état compact. Le même graphique dans sa partie inférieure montre l'extension des faciès graveleux, des Huîtres, des Mesorbitolina et des Iraquia. Il permet ainsi de mettre en évidence une différence fondamentale de répartition entre les Iraquia et les Mesorbitolina et de définir la signification paléocéologique des premières.

A l'examen de la figure 33, qui correspond à une coupe transverse du paysage représenté par la figure 32, on s'aperçoit des répartitions suivantes :

a - Les accumulations d'Huîtres sont cantonnées aux faciès biosparitiques les plus évolués, soit au domaine le plus agité, autrement dit le plus élevé, du haut-fond.

b - Les faciès graveleux et à pelotes fécales se situent du côté protégé par le haut-fond et se surimposent à la répartition des Iraquia.

c - Les Iraquia ne se trouvent que du côté protégé par le haut-fond.

d - Les Mesorbitolines, à l'inverse des Iraquia, se retrouvent aussi bien du côté protégé que sur tout le reste du territoire en zone de mer ouverte.

Le haut-fond calcarénitique à Rudistes et accumulations d'Huîtres joue ainsi le rôle de barrière écologique. Les Iraquia, confinées sur le ver-

sant protégé de cette barrière à tendance récifale, présentent donc en plus de leur intérêt stratigraphique (E. Fourcade, 1967, 1970), un intérêt paléo-biogéographique évident (Y. Champetier et M. Moullade, 1971).

La zone infralittorale protégée en voie de dolomitisation à Iraqia se maintient assez haut dans le Gargasien, mais finit par disparaître, totalement masquée par la dolomitisation, et la langue dolomitique longeant le Rio Serpis atteint la Sierra de Benicadell. A l'emplacement du haut-fond, la série gargasienne est tronquée par une surface taraudée et rubéfiée, indice d'une période de non-dépôt.

A la limite Gargasien - Albien, en allant du Sud Ouest vers le Nord Est, on constate que les faciès calcaires de la Sierra Mariola passent à des niveaux de sables argileux rouges à intercalations marnenses (Sierra de Benicadell). Ces passées marnenses disparaissent en direction de la Marchuquera où l'on ne retrouve plus que les sables argileux rouges. A la Sierra de la Falconera, les sables font défaut et le Gargasien terminal ainsi que l'Albien inférieur, dont ils représentent l'équivalent chronologique, manquent par lacune stratigraphique. Au Nord-Est, le passage Gargasien - Albien est représenté par des dolomies qui disparaissent au-delà de la Sierra de Corbera.

Les passées marnenses des faciès sableux rouges de la Sierra de Benicadell ont fourni des fossiles marins : Trocholina sp., des débris d'Echinodermes et des fragments de Mollusques. Dépourvus de lignite, comme il a pu être signalé beaucoup plus au Nord (Saeftel, 1960), les sables argileux rouges montrent peu de kaolinite (10 % environ), une illite ferrique, des interstratifiés illite-montmorillonite, ainsi qu'une forte proportion de montmorillonite. La fraction quartzeuse est principalement représentée par des grains de 100 à 200 microns. Dans la fraction granulométrique supérieure à 0,3 mm, la majorité des grains sont émoussés-luisants avec un très fort indice d'émoussé. Ce faciès sableux rouge du Gargasien - Albien se présente donc comme résultant d'un épandage de matériel continental en zone littorale côtière (faciès à kaolinite peu abondante, montmorillonite et interstratifiés), riche en fer, où la fraction quartzeuse a pu subir un long façonnement marin lui donnant son aspect de surface et un indice d'émoussé élevé. De telles conditions peuvent se trouver sur un littoral à proximité d'un exutoire continental.

3 - A l'Albien

Le faciès des sables rouges se maintient dans le secteur de la Sierra de la Marchuquera et de la Sierra de Benicadell jusqu'à l'Albien moyen. Ce faciès cède la place alors à des calcaires dans la Sierra de la Marchuquera et à des dolomies dans la Sierra de Benicadell. Les calcaires qui s'étendent de la Sierra de la Marchuquera à la Sierra de la Falconera sont les derniers témoins fossilifères de la zone infralittorale à Algues et Orbitolinidae. En effet, partout ailleurs, tout l'ensemble du terrain étudié est envahi par la dolomitisation qui, au sommet de l'Albien supérieur, est totale. Si l'on se réfère aux coupes, on voit que la dolomitisation s'étend sur la zone d'étude, par l'Est à partir de la bordure du Massif Valencien, mais aussi depuis l'Albien inférieur à partir d'une zone située à l'Ouest et axée sur la Sierra Mariola. Ceci assigne un caractère littoral très marqué à la zone de la Sierra Mariola dès la base de l'Albien. Nous retrouvons ainsi le caractère de détroit de la zone d'étude. Celui-ci est enserré entre la Meseta à l'Ouest et le Massif Valencien à l'Est et au Nord-Est. Un pareil caractère avait déjà été observé au Kimméridgien (Détroit du Jucar). Au Nord Est (Massif Valencien), comme il a été constaté, les lignes de rivages peuvent être considérées comme stables. Il faut donc penser que l'extension des faciès dolomitiques et le confinement des faciès calcaires à Algues et Orbitolinidae au centre du secteur, sont dus à un gain des surfaces émergées sur le domaine marin à partir de la Meseta. Comme

au Kimméridgien, les travaux de E. Fourcade, à l'Ouest, ne permettent pas d'imaginer des apports détritiques venant de la Meseta. Les apports continentaux, d'après cet auteur (1970), ne dépassent pas vers l'Est une limite passant par le Montonayor, Fontaneres et la Sierra del Serral. Il faut donc conclure que le matériel détritique de l'Albien s'est épandu jusqu'à la zone de Bonicadell et de la Marchuquera en empruntant du Nord vers le Sud le couloir formé par le détroit du Jucar. Il faut remarquer que ce matériel se dispose le long du haut-fond décrit à l'Aptien moyen et ne le franchit pas en direction du Sud. Ceci tend à prouver que le territoire selon lequel s'allonge actuellement le Rio Serpis, d'Ouest en Est, a continué à jouer le rôle de barrière à l'Albien, en arrêtant la progression du matériel détritique vers le Sud. Comme au Jurassique, la mer se retire par l'intermédiaire du Déroit du Jucar en direction du sillon sub-bétique. Le mouvement est suffisant pour que l'ensemble du Déroit soit totalement affecté par la dolomitisation à l'Albien supérieur, mais pas assez pour qu'apparaisse une lacune au Sud de la Sierra de Corbera. La régression de l'Albien, très sensible à l'Ouest d'Alcoy et d'Alcira (E. Fourcade, 1970) ne se marque à l'Est que par l'apparition de faciès détritiques littoraux ayant emprunté le Déroit du Jucar et par l'extension progressive, puis totale, des faciès dolomitiques. Le sommet de l'Albien, au-dessus des couches à Neorbitolinopsis conulus et Globospirillina lenticularis correspond au maximum du retrecissement des eaux marines dans le Déroit du Jucar, au Crétacé inférieur.

VII - CRETACE SUPERIEUR

A - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

1 - Age de la dolomie de base

L'âge de cette dolomie, classiquement réputée cénomano-turonienne, doit être rectifié. En effet, il a été vu au chapitre précédent que la base de cette importante formation dolomitique était hétérochrone. Suivant les endroits, elle se situe au Barrémien supérieur près de Favareta (Sierra de Corbera), au Bédoulien dans le Vall de Aguas Vives, au Gargasien dans le dône de Jaraco, à l'Albien inférieur dans la Sierra Fontanells et dans la Sierra Mariola, enfin à l'Albien supérieur dans les sierras de la Falconera et de la Marchuquera. A l'Albien supérieur, la dolomitisation devient générale sur l'ensemble du territoire étudié, mais plus au Sud, au Mongo, depuis les travaux de R. Nicklès (1893), Novo (1915), Gignoux et Fallot (1926), Darder Pericas (1945), on connaît des faciès calcaires du Céno-manien datés par de grandes Orbitolines plates (Orbitolina concava). Dans la région qui nous occupe, le faciès dolomitique monte assez haut dans le Crétacé supérieur et dépasse amplement le sommet du Turonien. Dans le Nord, près du Monduber et de Simat de Valldigna, le sommet de la formation dolomitique qui présente de nombreux niveaux à silex est surmonté par des couches calcaires à Accordiella (Santonien). De même, un niveau marneux à Echinodermes du Santonien peut être suivi au-dessus de la dolomie, le long de l'alignement SSW-ENE Sierra de la Albureca - Sierra Mustalla. Plus au Sud, dans la région de la Sierra del Mediodia, du Vall de Laguard et de la Sierra Segaria, le faciès dolomitique monte plus haut encore et atteint le Campanien assez élevé, daté par de nombreuses Globotruncana.

Ainsi, en résumé, au Nord du secteur, le faciès dolomitique, dans une zone à forte influence continentale, affecte des couches allant du Barrémien au Santonien. Plus au Sud, ce faciès s'installe plus tardivement. Il est omniprésent à l'Albien supérieur et peut atteindre le Campanien élevé.

2 - Santonien, Campanien, Maestrichtien

Dans la partie septentrionale, soit dans les sierras qui relient la terminaison orientale de la Sierra de Corbera, le Santonien est repéré par Accordiella dans la partie supérieure du terme A, au sein de faciès saumâtres, mêlés à des calcaires et des dolomies, parfois gréseuses et à dragées de quartz, ou à silex. Ce terme A présente dans sa partie terminale : Siderolites vidali, Orbitoides tissoti, O. sp., parfois associés à des faciès plus ou moins gréseux et à silex. Le sommet du terme A peut donc être daté Santonien à Campanien.

La formation détritique brune (termes B et C) contient à sa base des Siderolites vidali et Orbitoides tissoti, puis apparaissent les Orbitoides media. Selon R. Neumann (1958), Orbitoides tissoti s'étend du Santonien au Maestrichtien inférieur, et O. media ne débute qu'au Campanien moyen et atteint le Maestrichtien supérieur. L'apparition de O. media au sein des faciès détritiques bruns, vers la base du terme C, situerait grosso modo le terme B dans le Campanien inférieur et le terme C dans le Campanien supérieur, contrairement à l'opinion de R. Nicklès qui situait cet ensemble détritique dans le Maestrichtien. Vers le sommet du terme C (niveau C), apparaissent les Murciella cuvillieri, en même temps que des faciès laguno-lacustres. La présence de Siderolites vidali dans le terme C tend à attribuer l'ensemble du terme C au Campanien. Les Lamellibranches de la lamachelle terminale du terme C ne sont pas caractéristiques. Les récoltes de R. Nicklès, B. Darder Pericas et mes échantillonnages se rapportent à des formes dont l'extension se fait sur tout le Sénonien.

Le terme D, en dehors des Rudistes absolument impossibles à extraire, présente à sa base des Siderolites vidali associés à Orbitoides media. Dans sa partie médiane, on n'observe plus de S. vidali, mais des O. media et des Murciella cuvillieri. Dans la partie supérieure, la présence de Nummofallotia cretacea, Lepidorbitoides sp., Lepidorbitoides minor, associées à des Murciella cuvillieri, indique l'approche du Maestrichtien supérieur. Le terme D peut donc être daté Campanien - Maestrichtien. Il faut noter qu'à la Sierra de Benicadell, ce terme est surmonté par des calcaires biodétritiques présentant une association caractéristique du Maestrichtien supérieur telle qu'elle est connue plus au Sud, jusqu'à la Sierra del Mediodia. Le terme E, sus-jacent, lui aussi, à argiles et marnes vertes ainsi qu'à calcaires à Discorbis et Characées (Porochara sp. et Platychara sp.) est donc à attribuer au Maestrichtien supérieur. Corrélativement, il faut remarquer que E. Fourcade (1970) dans la Sierra Grossa attribue un âge semblable à ces niveaux qui se prolongent jusque là et que les calcaires correspondant au sommet du terme D contiennent des Cephalocyclus macroporus associés à Lepidorbitoides sp. et Orbitoides media.

Dans la partie méridionale, les faciès et les faunes s'opposent nettement à ceux situés plus au Nord. Au-dessus de la dolomie de base se situe, en continuité, une importante masse de calcaires à Pithonelles, Calcisphaerula et Globotruncana. Les Globotruncana ont permis de dater du Campanien assez élevé les calcaires au contact de la dolomie dans la Sierra del Mediodia. Mais plus au Nord, dans les Sierra de Gallinera et del Amirante, un niveau à Echinodermes, situé dans la partie inférieure des calcaires à Pithonelles, permet de constater qu'ils commenceraient à cet endroit au Santonien. Au Sud de la Sierra del Mediodia apparaissent des marno-calcaires à Echinodermes et microfaune, qui s'intercalent dans la masse des calcaires à Pithonelles et arrivent même à s'y substituer dans le Vall de Laguart. La base de ces marno-calcaires est du Campanien élevé. Leur sommet est daté du Campanien élevé dans le massif du Caval et du Montnegre mais monte dans le Maestrichtien moyen dans le Vall de Laguart. Jusqu'à la Sierra de Benicadell, la masse des calcaires à Pithonelles représente tout le Campanien et la partie inférieure du Maestrichtien, sans que le faciès subisse de notables variations. Au sommet des calcaires en dalles (Maestrichtien moyen) apparaissent des calcaires à Navarella dans le Vall de Laguart et à la Sierra Segaria. Ce faciès ne se prolonge pas au Nord où s'y substituent des faciès détritiques (grès et sables de l'alignement Alburocca-Mustalla).

Dans tout le territoire étudié, une certaine uniformisation se produit au Maestrichtien supérieur. Celui-ci est représenté par des calcaires biodétritiques bruns et des marno-calcaires glauconieux. Il est bien daté par des Echinodermes et une abondante microfaune : Siderolites calcitrapoides, Orbitoides media, O. apiculata, Omphalocyclus macroporus, Nummofallotia cretacea, Hellenocyclina beotica, Lepidorbitoides minor, L. socialis. Ces calcaires se superposent au terme D dans la Sierra de Benicadell. Ils permettent ainsi d'envisager un âge Maestrichtien moyen à supérieur pour le sommet du terme D et un âge Maestrichtien supérieur pour le terme E.

B - CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

1 - Cenomanien - Turonien - Coniacien

A partir de l'Albien supérieur, le paysage sous-marin reste stable jusqu'au Santonien. Durant cette période, probablement sous l'influence de percolations provenant de zones lagunaires proches alimentées par les produits de lessivage du Massif Valencien, d'importants processus de dolomitisation se produisent sur les sédiments. L'intensité de la dolomitisation est telle que toutes les couches sont constituées de dolomies saccharoïdes ayant digéré ou oblitéré tout indice de biofaciès. Le faciès dolomitique se maintient assez haut dans la série du Crétacé supérieur et peut atteindre le Campanien en certains endroits (Massif du Montnegre). Mais dès le Santonien apparaît un début de différenciation au sein même des dolomies.

2 - Santonien : fin d'une période biostatique

Le Santonien est repéré en quelques endroits par la présence d'Echinodermes ou d'Accordiella. Ceci permet de remarquer, par la différenciation des faciès, qu'il s'instaure une nouvelle évolution paléogéographique. Comme le montre la figure 41, il faut remarquer que la limite majeure de changement de faciès se situe à nouveau sur l'axe Benicadell - Cuta, correspondant à l'emplacement du haut-fond à Rudistes et Huîtres de la limite Bédoulien - Gargasien. Le haut-fond, en se maintenant à l'Albien, arrête l'extension vers le Sud des sables rouges. Au Santonien, cet axe semble avoir joué le même rôle en déterminant deux zones.

a - Un secteur sud toujours sous l'influence de phénomènes de dolomitisation, mais qui commence à subir l'emprise marine du large. Un benthos installé sur des fonds vaseux, est représenté dans la Sierra de Gallinera et ses annexes par une importante population d'Echinodermes où dominent les Micraster larteti et les Echinochorys vulgaris var. striata. Ces faciès marnoux à Echinodermes sont encadrés par des calcaires micritiques parfois entièrement constitués par un amalgame d'organismes planctoniques (Calcisphaerula, Pithonella, "Lagana", Radiolaires) mêlés à des débris de benthos (prismes d'Inocérames et fragments d'Echinodermes). L'apparition de ces faciès indique le début d'une nouvelle invasion marine sur une partie du domaine étudié. Cette nouvelle incursion verra son extension limitée par la ride sensiblement axée SW-NE sur la dépression du Vall de Albaida et son prolongement, la plaine de Gandia. De part et d'autre de cet axe, les faciès changeront brutalement durant tout le Crétacé supérieur.

b - Un secteur nord où dès le Santonien, s'opposant aux faciès sous l'influence du large, existent des faciès dolomitiques et calcaro-dolomitiques ne contenant que des organismes adaptés aux milieux margino-littoraux (Accordiella, Discorbis, Acicularia, Charophytes). L'analyse de la répartition du matériel détritique est aussi significative. Les dolomies ne sont gréseuses et ne contiennent de niveaux à dragées de quartz qu'au Nord de l'axe cité. Ceci suppose que ce matériel détritique terrigène, se déplaçant par roulage ou saltage, s'est trouvé bloqué dans sa progression par une barrière topographique suffisante. Les éléments les plus grossiers se retrouvant au contact du synclinal du Vall de Albaida, il ne peut

s'agir d'une porte de compétence des courants de dispersion du matériel détritique, mais bien, d'une barrière topographique. Conjointement, les dolomies et les niveaux calcaire-dolomitiques situés au Nord de cette barrière présentent de très nombreux silex disposés dans les bancs ou les interbancs. Les apports siliceux se manifestent aussi par des cristaux de quartz, qui englobent des rhomboèdres de dolomite et par des niveaux de siloxite parfois finement lités ou rubanés, atteignant plus de 1 m d'épaisseur. Ces niveaux sont particulièrement développés dans la Sierra de la Marchuquera à la Balsa del Surar et à la Pena del Mirador.

Les travaux de Erhart (1955) et Millot (1964) permettent de penser à l'interstratification suivante : la régression marine au Crétacé inférieur atteint son maximum à l'Albien supérieur, laissant dégagé au bord du Détroit du Jucar le Massif Valencien avec de vastes surfaces à reliefs très peu accentués, sur lesquelles s'installe un important couvert végétal. Sous la protection de cette couverture, il ne s'établit pas immédiatement une érosion mécanique, mais un lessivage de plus en plus intense qui a pour résultat d'entraîner vers le Détroit du Jucar de nombreux éléments solubles. Après leur parcours continental, ces sels aboutissent dans le Détroit du Jucar et les moins solubles d'entre-eux (carbonates de calcium et de magnésium, silice) participent, dans le domaine margino-littoral et l'étage infralittoral, à la constitution de l'importante masse dolomitique observée, la silice se retrouvant sous forme de silex, de siloxite et de cristaux de quartz authigènes mêlés à la dolomie.

Au sommet du terme A (Santonien - Campanien inférieur), on se trouve à la fin d'une phase de migration biostatique, après une longue période de lessivage. Les passées gréseuses et à dragées de quartz, riches en kaolinite (kaolinite = 80 %, illite + interstratifiées = 20 %) montrent le déclin de la période de lessivage et le début de l'érosion mécanique.

3 - Campanien, période de rhexistase

a - Zone sud

L'influence du large s'affirme et les calcaires à Pithonelles et Globotruncana s'étendent à tout le secteur situé au Sud de l'axe Benicadell - Cuta. Les zones encore sous l'influence de dolomitisations se réduisent à l'extrémité orientale de la Sierra Mustalla et aux petites sierras comprises entre la Sierra Segaria et la plaine quaternaire de Pego. Au Sud (Sierra del Madiodia et Vall de Laguard) apparaissent des nanno-calcaires à Inocérames, Echinodermes et microfaune pélagique.

b - Zone nord

Au faciès calcaréo-dolomitique à silex du Santonien, succède une importante formation détritique sablo-gréseuse et ferrugineuse à dragées de quartz. La microfaune pélagique est absente et la microfaune benthique peu abondante. Cette dernière, littorale, est représentée par des Orbitoididae et des Siderolites. L'ensemble détritique présente de fréquents débris d'Huîtres, mais la macrofaune est surtout abondante au sommet, dans des niveaux lumachelliques à Huîtres. Le matériel détritique s'arrête nettement au Sud, le long de l'axe Benicadell - Cuta, qu'il ne franchit pas et s'oppose ainsi catégoriquement aux calcaires méridionaux à Globotruncana et Pithonelles. Au Nord Ouest (Sierra de Requena), la formation détritique commence à admettre des niveaux laguno-lacustres à Murciella, Discorbis, Characées, Ostracodes et petits Gastéropodes. On voit aussi apparaître, dans cette même zone, des niveaux détritiques à Rudistes. Ce matériel détritique, sédimenté dans une zone côtière et arrêté par un haut-fond, témoigne de l'intensité de l'érosion qui s'exerce sur le Massif Valencien (les travaux de E. Fourcade (1970) excluent des apports venant de la Meseta située à l'Ouest). Par suite de la disparition du couvert végétal, les résidus du lessivage intense de la période biostatique ne sont plus retenus et sont acheminés dans le Détroit du Jucar. Là, ils constituent des accumulations de graviers et de sables. L'ablation apparaît s'être faite brutalement

sur un matériel ayant subi une longue ou intense altération continentale. Ce décapage amène dans le Détroit du Jucar, en même temps que les sables ou les graviers, une forte quantité d'hydroxyde de fer qui colore le sédiment en rouge-orangé ainsi qu'un important pourcentage de kaolinite. Les pourcentages d'argiles trouvés sont les suivants :

Sables et grès - Kaolinite : 70,90 % ; illite : 10-20 % ; montmorillonite : 0-15 %
Lumacholles - Kaolinite : 50 % ; illite + interstratifiés : 50 %
Passées à Charophyte - Kaolinite : 5-10 % ; illite : 70-95 % ;
Montmorillonite : 0-20 %.

Le Campanien correspond donc à une période rhexistasique. Les raisons en sont-elles tectoniques ou climatiques ? Prouver l'une de ces deux possibilités ne permet pas pour autant d'éliminer l'autre. L'installation après l'Albien d'un climat agressif à fortes précipitations atmosphériques, expliquerait l'intensité et la soudaineté du phénomène qui, malgré la proximité de terres émergées, ne s'observe pas antérieurement au Santonien. Par ailleurs, l'installation d'un haut-fond partageant la zone d'étude en deux zones à vocations opposées (l'une sous l'influence de la haute mer, à benthos peu fréquent et à plancton abondant, l'autre, côtière, sous caprise continentale et vouée au régime lagunaire dont on perçoit les premiers indices), incite aussi à penser que des mouvements du socle et un début de structuration pourrait être à l'origine de l'importante reprise d'érosion constatée.

4 - Campanien - Maestrichtien

a - Zone sud

A la fin du Campanien et au début du Maestrichtien, cette zone acquiert un caractère moins profond et ainsi s'oppose à la zone nord. Des sables apparaissent sur l'alignement Albureca - Mustalla et de la microfaune benthique se remarque plus au Sud dans la région de la Sierra Segaria (Navarella). La régression du Crétacé terminal s'amorce nettement.

b - Zone nord

La Sierra de Corbera, par ses faciès à Discorbis, Characées, pelotes fécales et petits Gastéropodes se situant au Campanien supérieur, témoigne de l'implantation de faciès confinés laguno-lacustres. D'abord cornés par les faciès détritiques, les faciès à Characées se développent rapidement et se substituent franchement aux faciès détritiques rouges précédents. Ces faciès atteignent le Maestrichtien supérieur. Il s'y intercale des niveaux à Rudistes et des couches gréseuses présentant parfois des dragées de quartz.

La zone nord apparaît dès lors avoir acquis une position confinée où se manifestent cependant à certains moments des influences infralittorales (niveaux à Rudistes et biocalcarénites à Orbitoides). L'érosion sur le Massif Valencien perd de sa vigueur. La période de rhexistasie est sur son déclin. Des passées détritiques à grès et graviers de quartz contenant de 60 à 90 % de kaolinite prouvent qu'il existe encore une certaine activité amenant dans les lagunes ou au littoral des éléments détritiques grossiers et des argiles ayant subi un important lessivage. Mais, en général, les faciès ne contiennent plus guère que des silts et l'argile dominante devient la montmorillonite. Dans les faciès non détritiques, les pourcentages d'argiles constatés sont les suivants :

Bas de série - Montmorillonite 20-50 % ; illite 15-30 % ; kaolinite 0-30 %
Haut de série - Montmorillonite 50-80 % ; illite 40-90 % ; kaolinite 5-10 %.

Ce basculement des pourcentages d'argiles est peut-être dû à des transformations par additions en milieu confiné.

5 - Maestrichtien supérieur

a - Zone sud

Le milieu devient très profond et est représenté par des calcaires biodétritiques, parfois glauconieux à abondante microfaune benthique et présentant de fréquents quartz détritiques. La régression a ramené la zone sud dans l'étage infralittoral supérieur, mais au Sud, dans le Vall de Laguart, se maintiennent des faciès plus profonds, peuplés d'Echinodermes et à microfaune planctonique. Les faciès détritiques se retrouvent au Nord sur l'axe Benicadell - Cuta.

b - Zone nord

Il ne subsiste plus que des faciès lagunaires riches en illite et interstratifiés, représentés par des argiles, des marnes et des calcaires à Charophytes, Ostracodes et nombreux petits Gastéropodes. De nombreux bancs se terminent par une surface taraudée.

6 - Conclusion

Après une période stable s'établissant au sommet de l'Albien, le Crétacé supérieur, à partir du Santonien, témoigne de la fin d'une période biostatique. On peut attribuer à des causes tectoniques les importants changements paléogéographiques aboutissant à l'opposition d'une zone nord et d'une zone sud sous influences contraires. Liée à ce phénomène et probablement à un changement climatique, il se produit une intense reprise d'érosion sur le Massif Valencien alors dans un stade de rhexistasie. Au Maestrichtien, la régression devient générale et l'ensemble du secteur d'étude ne présente plus que des faciès littoraux et lagunaires. La régression se poursuivra au début de l'Eocène, repoussant les faciès côtiers jusqu'au Vall de Laguart (Y. Champetier, 1967).

VIII - Eocene

A - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Les niveaux attribués au Paléocène se caractérisent au Sud (Sierra del Mediodia) par des faciès calcaires présentant à leur base un cachet récifal et évoluant verticalement vers des calcaires laguno-lacustres. Paléontologiquement, ils se distinguent par la fréquence des couches à Microcodium et la présence de Distichoplax biserialis ainsi que de Lagynophora sp.. Primitivement attribués au Crétacé terminal, les Lagynophora sont actuellement reconnus comme appartenant au Paléocène (Y. Champetier, 1967 ; G. Bignot et L. Grambast, 1969 ; E. Fourcade, 1970). Les niveaux à Microcodium et Lagynophora sont ici bien datés du Paléocène par leur encadrement stratigraphique. Ils se retrouvent, en effet, au-dessus du Maestrichtien supérieur daté par une abondante faune et sous les couches datées de l'Yprésien par Alveolina lepidula et Cuvillierina sp.

A la Sierra Segaria et au Vall de Ebo ainsi qu'au Vall de Gallinera, le Paléocène a été reconnu par identité de faciès avec les différents termes de la série de la Sierra del Mediodia (en particulier, le terme A) et par la position stratigraphique de ses niveaux riches en Microcodium immédiatement au-dessus du Maestrichtien supérieur daté et sous le conglomérat miocène.

Dans la Sierra de Benicadell, l'Eocène est peut-être représenté par les marnes à Ceracea.

Plus au Nord (synclinal de Bellus et massif de Corbera), les couches attribuées au Paléocène par suite de leur position stratigraphique, se caractérisent par des niveaux argileux rouges à évaporites et par des sables. De pareils faciès intercalés entre le Maestrichtien supérieur et le conglomérat miocène ont fait l'objet d'interprétations stratigraphiques diverses, hors du secteur d'étude où ils étaient jusqu'ici inconnus. R. Brinkmann (1931) les attribuait à l'Oligocène près d'Ayolot de Malforit. B. Darder Pericas (1945) les plaçait au Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien). P. Viallard et L. Grambast (1968) après avoir découvert des Vidaliella gerundensis (Vidal) penchent pour un âge Eocène. E. Fourcade (1970) met en évidence la présence de Harrisichara n. sp. près du Puerto de Olleria, ce qui selon L. Grambast indique un âge Eocène inférieur. Enfin, ce qui est plus caractéristique encore, E. Fourcade (1970) montre qu'au Gavilanes, à l'Ouest de Yecla, les couches à évaporites sont surmontées par les horizons à Lagynophora que nous avons cités dans le Paléocène de la Sierra del Mediodia (Y. Champetier, 1967). Les niveaux à Microcodium, les évaporites et les sables situés entre le Maestrichtien et le conglomérat miocène sont donc bien du Paléocène.

B - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

Le Paléocène paraît avoir existé sur l'ensemble du secteur d'étude, l'érosion anté-miocène n'en laissant subsister que quelques rares témoins. Sans qu'il soit possible d'esquisser la répartition des faciès, il est permis de sentir une évolution du Nord vers le Sud. La régression constatée au Crétacé terminal se poursuit durant le Paléocène. Elle laisse, au Nord du secteur, des faciès laguno-lacustres paléocènes à évaporites qui, vers le Sud (Sierra del Mediodia), s'intercalent avec des faciès marins, marquant ainsi la marge externe de la mer bétique.

L'Eocène marin peut encore s'observer dans la Sierra del Mediodia et son équivalent lacustre est peut-être représenté par les marnes à Copagea de la Sierra de Benicadell. Aucun autre témoin de l'Eocène n'a pu être trouvé.

L'Oligocène reste inconnu, ce qui montre que la régression crétacée, en se poursuivant au Paléocène et au début de l'Eocène, laisse l'étendue du secteur émergée et soumise à l'érosion jusqu'au Miocène (Tortonien).

IX - MIOCENE

A - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Dans la zone d'étude, le Miocène présente, dans son ensemble, trois termes lithostratigraphiques principaux.

- Terme 1. Un conglomérat généralement monogénique, sauf dans le Sud, à la Sierra Segaria. En cet endroit, les galets du conglomérat représentent l'accumulation des produits d'une érosion ayant agi sur des couches allant de l'Eocène au Jurassique. Le ciment, marin dans le Sud et dans le synclinal de Bellus, est continental dans les autres affleurements. Ce premier terme conglomératique manque en de nombreux endroits. Ce phénomène ne peut s'expliquer que par des passages latéraux de faciès avec le terme 2 calcaire, en liaison avec des zones préférentielles d'accumulation du matériel détritique sur les marges littorales, ainsi que dans des dépressions continentales. Un Clypeaster cf. crassus récolté dans les niveaux conglomératiques de la Sierra de Gallinera permet de dater approximativement ceux-ci, au plus bas, du Langhien.

- Terme 2. Calcaire biodétritique, daté dans le Vall de Gallinera et au Puerto de Sagra de l'Helvétien supérieur - Tortonien, grâce à la présence de Borelis melo. Au sommet de cette formation, un fond durci peut représenter un laps de temps important.

- Terme 3. Marnes blanches du "tap", transgressives sur le terme 2. Elles sont datées, près de leur base, du Tortonien moyen dans le Vall de Gallinera.

B - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

Comme nous l'avons vu précédemment, la phase régressive du Crétacé supérieur se prolonge jusqu'à l'Eocène dont on retrouve encore un témoin laguno-lacustre, malheureusement de datation incertaine, sur le versant nord de la Sierra de Benicadell, ainsi que les témoins marins les plus septentrionaux dans le Vall de Laguart. Ce mouvement de retrait de la mer laisse l'ensemble du secteur d'étude émergé et soumis à l'érosion jusqu'à l'Helvétien. Les produits de cette érosion donnent dans les dépressions des accumulations détritiques mal classées et ferrugineuses sur lesquelles s'exercera la transgression miocène.

L'observation du substratum sur lequel reposent ces formations détritiques continentales ou marines est assez révélatrice. La figure 47 montre que l'on peut distinguer 3 zones :

Zone I : Le conglomérat miocène à ciment marin (ou les calcaires biodétritiques) repose sur l'Eocène ou le Paléocène.

Zone II : Le Miocène conglomératique ou calcaire, marin au Sud du Rio Serpis, continental au Nord, repose sur le Crétacé supérieur.

Zone III : Le conglomérat, marin au Sud du Rio Serpis, continental au Nord, (ou les calcaires biodétritiques) repose sur du Crétacé inférieur.

Ces trois zones sont grossièrement concentriques et axées sur l'alignement du Rio Serpis. Elles montrent une certaine symétrie par rapport à cet axe. Ceci peut s'expliquer par un bombement s'allongeant suivant l'axe du Rio Serpis, l'érosion dégageant les couches les plus anciennes au coeur de celui-ci et, progressivement, les plus récentes en s'en écartant. Il faut remarquer que ce bombement se situe sur l'emplacement du haut-fond décrit au Crétacé.

La transgression miocène, à son début sur les bords du bombement, ramènera sur place les éléments détritiques résultant de l'érosion anté-helvétienne. La Sierra Segaria, où le conglomérat est polygénique et présente des klipmes sédimentaires, pourrait témoigner de la destruction d'un relief annexe du bombement voisinant avec une zone d'accumulation des produits de l'érosion.

Plus tardivement (Helvétien supérieur - Tortonien), la transgression s'affirme en déposant sur l'ensemble du territoire les sédiments qui donneront les calcaires biodétritiques littoraux à Borelis melo, Amphistégines, Oporculines, Hétérostégines, Bryozoaires, Lithothamnium et Entroques. L'abondance des fossiles planctoniques (Globigérines et Globorotalia) montre que la mer est nettement ouverte aux influences du large. Peut-être les calcaires ne se sont-ils pas déposés dans la zone élevée (zone de Pinet et de la Marchuquera), les marnes du "tap" étant en contact direct avec les faciès conglomératiques et sableux rouges de la base de la série miocène.

Enfin, au Tortonien (Tortonien moyen ?), le domaine d'étude redevient exclusivement marin avec les marnes à Globigérines et Orbulines du "tap".

Au Nord, la présence, dans le conglomérat, de quartz bipyramidés "Hyacinthe de Compostelle" (que l'on trouve dans le Trias), laisse penser en l'absence de preuves indiquant que le Trias ait été atteint par l'érosion, que des sédiments triasiques ont pu aller se resédimenter après être remontés le long d'accidents tectoniques. L'analyse des sédiments de la transgression miocène, leur répartition et l'observation de la nature de leur substratum, montrent une phase de structuration post-éocène - anté-helvétienne, accompagnée d'une érosion importante. Dans toute l'étendue du terrain d'étude, le Miocène, étant impliqué dans les plissements, doit être considéré comme anté-tectonique.

— § —

I - PRESENTATION DU SECTEUR

L'étude tectonique descriptive se fera en trois chapitres correspondant à trois zones d'orientation ou de style tectonique différent. Il a été distingué :

- Une zone prébétique,
- Une zone d'interférence, entre Prébétique et Ibérique,
- Une zone ibérique.

La zone prébétique se caractérise par des plis orientés WSW - ENE. Ceux-ci sont séparés par des chevauchements dirigés vers le NW, jalonnés ou non par les argiles gypseuses rouges du Trias. Les failles transverses sont d'orientation NNW - SSE. Le Tortonien est impliqué dans les chevauchements. L'Oxfordien est souvent disharmonique sous le Kimméridgien. Les marnes du Néocomien et du Barrémien inférieur correspondent à un niveau de décollement, ainsi que les marno-calcaires du Campanien - Maestrichtien.

La zone d'interférence comporte, au milieu d'une région sans alignements tectoniques nets, le dôme de Jaraco décrit dans la présente étude. Il n'y a plus de chevauchements et les montées du Trias s'y font suivant des failles normales ou inverses. Le réseau de failles correspond à celui des failles directionnelles ou transverses des zones prébétique et ibérique.

La zone ibérique dont l'extrémité sud-est atteint le secteur d'étude, se caractérise par des alignements NW - SE. Au NE, on note un chevauchement dirigé vers le SW. Les failles transverses sont orientées NNE - SSW.

II - LE PREBETIQUE

A - Alignement Sierra Cantalar, Sierra de la Aforada, Montnegre, Sierra del Mediodia

L'alignement Cantalar - Mediodia correspond à l'Ouest à un anticlinal renversé puis couché sur le Miocène du synclinal du Vall de Gallinera. Bordé au Nord-Ouest par une faille inverse (F_1), la structure passe à l'Est à un pli-faille alors que se dessine un décollement de la couverture au niveau du Barrémien (D_2), dans le flanc normal. Peu à peu, vers l'Est, le pli-faille est masqué par le décollement (D_2) de la couverture crétacée. Au cours de la phase de compression, les contraintes se faisant de plus en plus intenses de l'Ouest vers l'Est, il n'apparaît plus que les termes post-albiens du flanc normal. Celui-ci comporte un deuxième niveau de décollement (D_3) au sommet du Crétacé supérieur. Les contraintes augmentant, l'ensemble est soumis à des cisaillements donnant des failles inverses (F_1). On peut faire l'hypothèse que ces failles, dans l'étage tectonique inférieur, ont permis au Trias de venir injecter la surface de décollement (D_2) située au niveau du Barrémien inférieur. Les failles inverses cisillant les deux étages tectoniques supérieurs (Aptien à Maestrichtien et Tertiaire) n'étant pas injectées par le Trias ne seraient pas en connection avec celles de l'étage tectonique inférieur. Enfin, une phase de stabilisation détermine des failles normales qui recoupent les niveaux de décollement et les failles inverses.

B - Alignement Sierra de Bonicadell, Sierra de la Carrasqueta,
Sierra del Azafor, Sierra del Amirante, Sierra de Mustalla

Après avoir vu, à l'extrémité occidentale de la Sierra de Bonicadell, un anticlinal droit border au Sud le synclinal du Vall de Albaida, on voit en allant vers l'Est la structure anticlinale se déverser très rapidement vers le Nord dans l'extrémité orientale et donner un pli couché entre le Pic de Bonicadell et Refol de Salem. De ce pli couché ne s'observe d'abord que le flanc inverse, mais à l'Est de la Sierra de Bonicadell se révèle le flanc normal qui, débordant son flanc inverse vers le Nord-Ouest, lamine presque totalement une structure synclinale (synclinal de Salem), n'en laissant subsister que des lambeaux du flanc normal décollés (P₂) au-dessus du Barrémien inférieur marneux. Le chevauchement (P₃) après avoir longé au Nord la Sierra de la Carrasqueta, puis au Sud les Gorges du Rio Sorpis, affecte le versant nord de la Sierra de Gallinera et disparaît sous le Quaternaire de la plaine d'Oliiva.

C - Alignement El Prellolo, Tosal Rodondo, Sierra de la Cuta,
Sierra de Ador, Sierra Fontanells

À la structure anticlinale de Bonicadell - Mustalla succède vers le Nord la structure synclinale écrasée de Salem. Ce synclinal borde au Sud une seconde structure anticlinale complexe (anticlinal de la Cuta) déversée vers le Nord-Ouest.

Les structures anticlinales, droites ou s'ennoyant à l'extrémité occidentale du secteur, évoluent rapidement au Nord-Est vers des plis déversés, puis des plis-failles. Ces structures montrent deux niveaux de disharmonie : l'un, au sommet des marno-calcaires de l'Oxfordien (D₁) qui se plissent disharmoniquement entre les masses calcaires ou dolomitiques du Dogger et du Kimméridgien - Portlandien ; l'autre (D₂), au niveau du Barrémien inférieur marneux qui détermine un décollement de la couverture calcaire-dolomitique du Crétacé plus élevé. Les faciès marno-calcaires du Maestrichtien supérieur sont inconnus dans ce secteur, peut-être en raison de l'érosion anté-helvétienne ; aussi le niveau de décollement connu dans les structures plus méridionales n'existe pas ici.

D - Conclusion

A l'Est du Rio Albaida, le Prébétique se caractérise par des plis d'orientation SW - NE. A l'Ouest, les anticlinaux sont droits, mais vers l'Est, ils se déversent rapidement et donnent des plis-failles chevauchant les synclinaux en les rétrécissant ou les laminant.

Plusieurs niveaux de disharmonie se manifestent successivement au sein de la couverture : au sommet des marno-calcaires de l'Oxfordien, au Barrémien inférieur marneux et, seulement dans le Sud du secteur d'étude, au sommet du Maestrichtien supérieur marno-calcaire.

Vers l'Ouest, les synclinaux sont larges et à flancs normaux. Ils évoluent vers l'Est en se renversant vers le Nord-Ouest, sous les contacts anormaux. Certains contacts anormaux sont injectés de Trias et celui-ci, par endroits, injecte la surface de décollement du Barrémien inférieur, probablement à la faveur de failles colmatées par le décollement ou réfractées au niveau du Néocomien.

Au Nord-Ouest, le Prébétique se termine par un pli diapir dont il ne reste que le flanc méridional. A l'Est, entre le synclinal de Bellus et le synclinal d'Albaida, le Prébétique passe à une zone d'interférence axée sur le dôme de Jaraco. Au Sud du Vall de Albaida, les structures prébétiques sont tronquées à l'Est par des failles normales d'orientation NNW - SSE.

III - LA ZONE D'INTERFERENCE ENTRE PREBETIQUE ET IBERIQUE

Alors qu'au Nord-Ouest le Prébétique est limité par un pli diapir, au Nord-Est il évolue vers une zone d'interférence avec l'Ibérique. Cette zone est axée sur une structure où les contraintes ayant déterminé les plis SW - NE prébéti-ques et NW - SE ibériques se sont superposées en donnant un dôme. La zone de pas-sage entre le Prébétique et ce dôme est découpée en panneaux par des failles verti-cales. Malgré tout, on peut reconnaître le synclinal de Pinet et l'anticlinal de la Marchuquera, d'orientation NNW - SSE, effondré par des failles directionnelles. Au Nord, ces deux structures sont limitées par des failles injectées de Trias.

IV - L'IBERIQUE

Les collines bordant la Sierra de Corbera au Nord-Est se révèlent cons-tituées par les restes d'un anticlinal (anticlinal de Favareta). Celui-ci, couché dans sa partie occidentale, n'est que déversé dans sa partie orientale. A la faveur d'un relèvement de l'axe anticlinal vers le Sud-Est, il est permis d'observer suc-cessivement le flanc normal puis le flanc inverse. On peut ainsi constater que la structure est affectée par des chevauchements dus à des décollements de la couver-ture au niveau du Pliensbachien et des marnes du Barrémien. Les chevauchements se font de plus en plus importants du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Le synclinal de la Fuente del Algarrobo, écrasé entre l'anticlinal couché de Favareta et la structure massive de l'anticlinal de Aguas Vivas, adopte un style particulier en "bourse". Les derniers sédiments observés dans les plis en "bourse" du cœur synclinal sont datés du Paléocène.

Les plis ibériques butent par faille contre la zone d'interférence de Jaraco. Cette faille de direction bétique est injectée de Trias et se suit jus-qu'à la dépression de Barchata où, par un pli diapir, se fait le passage entre l'Ibérique et le Prébétique.

V - CONCLUSION TECTONIQUE

Dans le secteur d'étude, deux zones tectoniques s'opposent selon des caractères que l'on peut classer en trois catégories : - Direction des plis, - Age des plis, - Style des plis.

Dans l'Ibérique, les plis sont d'orientation NW - SE, alors que dans le Prébétique il s'agit d'une direction sensiblement orthogonale WSW - ENE. Les deux systèmes s'affrontent au sein d'une zone d'interférence axée sur un point neutre (Dôme de Jaraco) et le long d'un pli diapir (Dépression de Barchata et Sierra de la Creu).

Alors que les plis d'orientation prébétique montrent du Tortonien im-pliqué dans leurs plis et leurs chevauchements, dans l'Ibérique il n'a pu être observé de couches plus récentes que le Paléocène. Les axes structuraux ibériques se relèvent vers le Prébétique. L'Ibérique, à l'inverse du Prébétique, ne passe pas progressivement à la zone d'interférence, mais voit ses terminaisons péricli-

nales tronquées par une faille d'orientation bétique, injectée de Trias. Ceci suppose une antériorité des plis ibériques. Au contact des deux chaînes, la superposition des contraintes donne un point neutre matérialisé par le dôme de Jaraco.

Il faut noter une différence notable dans l'évolution latérale de l'amplitude des chevauchements. Dans la partie de l'Ibérique analysée dans ce travail, ceux-ci ont leur maximum d'amplitude vers le Nord-Ouest, alors que dans le Prébétique le phénomène s'amplifie vers le Nord-Est. De l'observation de ce phénomène se dégage l'impression que la couverture est soumise à un couple.

Ainsi, pendant une phase de structuration post-éocène - anté-helvétienne où du Trias a pu affecter certains accidents tectoniques, l'ensemble du secteur d'étude est soumis à une intense érosion. La phase majeure est post-Tortonien moyen dans les plis prébétiqes qui se révèlent postérieurs aux plis ibériques. Plus tardivement, une phase de relaxation découpe les structures transversalement. Certains de ces accidents sont affectés par du Trias diapir. Il semble donc que la cicatrisation des accidents tectoniques par des montées de Trias diapir, peut-être commencée lors de la phase de compression, se soit poursuivie lors de la phase de relaxation.

